



Estudo geológico do Alóctone superior da região de Alimonde (Bragança): implicações na geologia económica da região

**Guilherme de Oliveira Alves Ínsua
Pereira**

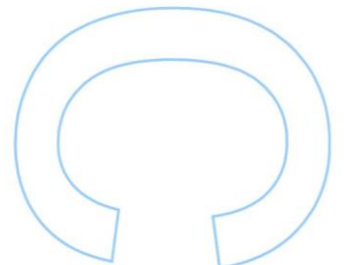
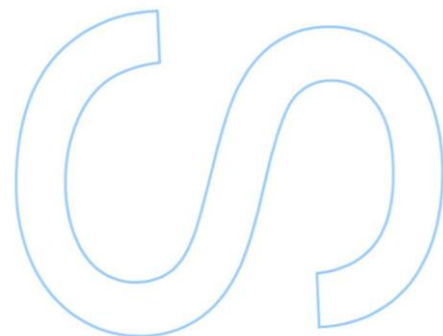
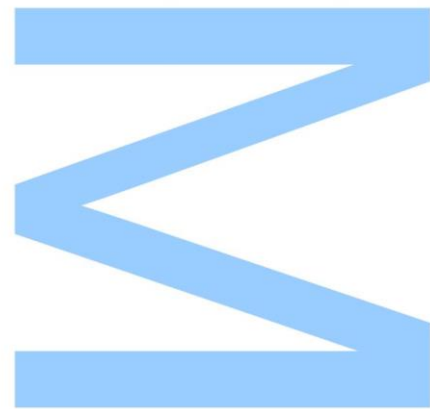
Mestrado em Geomateriais e Recursos Geológicos
Departamento de Geociências, Ambiente e Ordenamento do Território
2019

Orientador

Iuliu Bobos Radu, Professor Associado com Agregação,
Faculdade de Ciências da Universidade do Porto

Coorientador

Carlos Meireles, Investigador Auxiliar, Laboratório Nacional
de Energia e Geologia

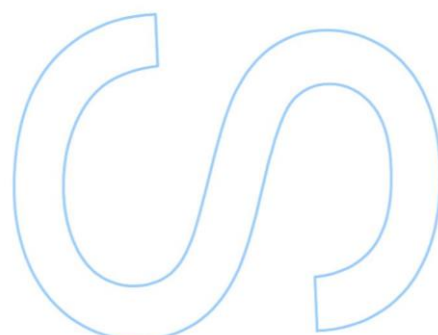
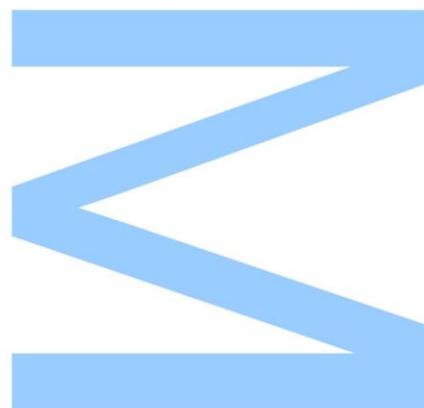




Todas as correções determinadas pelo júri, e só essas, foram efetuadas.

O Presidente do Júri,

Porto, ____/____/____



AGRADECIMENTOS

Findo este trabalho e, com este, mais uma etapa de vida, resta-me expressar o mais sincero agradecimento a todos aqueles que contribuíram não só para o resultado final, mas também me acompanharam ao longo de todo um percurso inesquecível.

Em primeiro lugar, gostaria de agradecer ao Professor Iuliu Bobos Radu por todo o acompanhamento ao longo deste trabalho, desde o meu Estágio de Licenciatura, e pela proposta de um tema não só interessante, como desafiante.

Ao Dr. Carlos Meireles, gostaria de agradecer pelo apoio incansável ao meu trabalho, não só pela ajuda e orientação no trabalho de campo, mas pela generosidade na partilha de todo o conhecimento relativo à geologia da região de Bragança.

Um agradecimento sincero a todos os técnicos responsáveis pelas análises de fluorescência de raios-X e Raman, que permitiram obter dados de suma importância à construção deste trabalho, assim como à Sra. Irene Costa, por toda a dedicação e disponibilidade na elaboração das lâminas polidas e à Dra. Cândida Neto, por todas as horas disponibilizadas para me acompanhar na análise de SEM-EDS.

Gostaria de deixar um agradecimento à Dra. Eliane Marques pela disponibilização de material em suporte digital para a construção de uma carta geológica de detalhe, ainda que a sua apresentação com o presente trabalho não tenha sido possível.

A todos os docentes, quer do Departamento de Geociências, Ambiente e Ordenamento do Território da FCUP, quer do Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro, que me acompanharam ao longo da Licenciatura e do Mestrado, quero agradecer por todo o conhecimento transmitido, por toda a disponibilidade para esclarecer todas as minhas dúvidas e ultrapassar todas as dificuldades ao longo do meu percurso académico e pelo contributo na minha formação, não só como profissional, mas também como ser humano.

Ao Professor Rui Teixeira, da Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro, à Professora Maria do Rosário Azevedo, da Universidade de Aveiro e à Professora Alexandra Guedes, da FCUP, endereço um forte agradecimento pelas contribuições, dadas sempre de uma perspetiva construtiva, tão importantes para a melhoria da qualidade da dissertação que aqui apresento.

A todos colegas e amigos, companheiros de estudo e de brincadeira, agradeço por terem partilhado comigo sorrisos e lágrimas, juntamente com todos os inesquecíveis momentos que a aventura universitária me proporcionou, momentos que

guardarei com o maior dos carinhos. Gostaria de deixar um agradecimento especial aos que se foram ficando mais próximos e que se tornaram, com toda a certeza, amigos para o resto da vida: ao Leonardo, ao Queirós e ao Ivan. A ti, Bruno, gostaria de agradecer na primeira pessoa, porque apesar de longe nos últimos dois anos, em momento algum deixaste de ser o grande companheiro que a faculdade me ofereceu, por toda a motivação e ajuda que me dás, por todos os debates construtivos, desabafos, alegrias e brincadeiras partilhadas.

À minha família, nomeadamente aos meus avós, tios e primos, agradeço-vos por me terem visto e ajudado a crescer e a formar a pessoa que sou hoje. Ao meu tio Diamantino, um muitíssimo obrigado por toda a tua disponibilidade para ouvir e responder às dúvidas e preocupações e por me aconselhares sempre da melhor forma. À minha avó Maria, agradeço-te pela constante preocupação com o meu desempenho escolar, desde o início da escola primária, até ao final do Mestrado, sempre com um grande orgulho espelhado no rosto.

A ti, Sofia, que te considero também como família, obrigado por todas as gargalhadas e momentos de boa-disposição, mas também por todos os sermões que me dás, quando sabes que preciso de os ouvir. Por fim, pai, mãe e Gabriela, obrigado por fazerem parte do ser humano que sou hoje, por serem o meu maior suporte, os meus maiores conselheiros e, acima do tudo, os melhores amigos que poderia ter.

RESUMO

A região de Alimonde (Bragança, NE de Portugal) integra o Complexo Alóctone Superior (CAS) da Zona Galiza-Trás-os-Montes (ZGTM). Na região afloram rochas ultrabásicas, onde é evidente *layer* magmático, e albergam mineralizações de cromite podiforme. Para além disso, sofreram processos significativos de alteração hidrotermal, nomeadamente processos de serpentinização.

O presente trabalho tem por objetivo identificar os minerais primários e secundários e interpretar, do ponto de vista geoquímico, o processo de alteração hidrotermal das rochas ultrabásicas. Por outro lado, pretende-se identificar as fases metálicas presentes, compreender a sua génese no contexto de evolução geodinâmica do CAS e levar a cabo algumas considerações relativas às suas implicações na geologia económica da região de Bragança.

Foram recolhidas dezanove amostras, entre as quais um picrito, um piroxenito, peridotitos e, sobretudo, dunitos. As amostras foram sujeitas a uma análise petrográfica, um estudo mineralógico das fases metálicas, através de microscopia óptica de luz polarizada refletida e SEM-EDS, um estudo mineralógico dos minerais de neoformação, por espectroscopia de difração de raios-X (XRD), infravermelhos (FTIR) e Raman e um estudo geoquímico de espectroscopia de fluorescência de raios-X (XRF) do processo de alteração hidrotermal, por comparação com dados de outros autores.

Conclui-se que as rochas estudadas apresentam diferentes graus de alteração hidrotermal, na sua maioria com evidências de serpentinização. Foram identificados, entre as fases metálicas: cromite e espinela cromífera, magnetite, pentlandite e pirite, tendo sido detetada, pela análise de SEM-EDS, a presença de cobalto (Co) e platina (Pt) associados à cromite, pentlandite e pirite. Entre os minerais de neoformação, as análises de XRD, FTIR e Raman permitiram a identificação de lizardite. O estudo geoquímico de elementos maiores e menores permitiu evidenciar uma evolução no processo de alteração hidrotermal das rochas estudadas relativamente a outras rochas ultrabásicas do Maciço de Bragança.

Os cromititos podiformes presentes nos *layers* duníticos do Maciço de Bragança apresentam um forte controlo litológico e estrutural. Para uma futura avaliação eficiente das suas implicações na geologia económica da região, será necessária uma cartografia detalhada e estudo estrutural pormenorizado, assim como uma compreensão aprofundada dos processos de alteração destas rochas.

Palavras-chave: Rochas Ultrabásicas, Dunito, Cromite Podiforme, Alteração Hidrotermal, Serpentinização, Lizardite, Estudo Mineralógico, Estudo Geoquímico, Geologia Económica.

ABSTRACT

Alimonde region (Bragança, NE Portugal) belongs to the Upper Allochthonous Thrust Complex (UATC), in the Galicia-Trás-os-Montes Zone (GTMZ). Ultrabasic rocks are known to outcrop in the region with an evident magmatic layered structure, containing podiform chromite mineralization. These rocks further underwent significant hydrothermal alteration processes, amongst which serpentinization.

This study aims to identify the primary and secondary minerals and to interpret the geochemical processes related to hydrothermal alteration of the ultrabasic rocks. Furthermore, we intend to identify the metallic mineral facies present in these rocks, and to understand its genesis in the broader context of the geodynamic evolution of the UATC. We further intend to carry out some considerations about its implications for the economic geology in the Bragança region.

We have sampled nineteen field samples, amongst which a picrite, a pyroxenite, peridotites and dunites. We performed a petrographic analysis of the sampled rocks, mineralogical studies of the metallic mineral facies, through polarized reflected light microscopy and SEM-EDS, a mineralogical study of the secondary minerals through the application of x-ray diffraction spectroscopy (XRD), infrared spectroscopy (FTIR) and Raman spectroscopy. We also performed a geochemical study of the hydrothermal alteration processes, through x-ray fluorescence (XRF) study, and compared our results with data from other published works.

We conclude that the studied rocks present different degrees of hydrothermal alteration, most of them with signs which suggest the occurrence of serpentinization. Amongst the metallic mineral facies, chromite and chrome-spinel, magnetite, pentlandite and pyrite were identified. SEM-EDS further detected the presence of copper (Co) and platinum (Pt) associated to chromite, pentlandite and pyrite. Amongst the secondary minerals, XRD, FTIR and Raman analyses identify the presence of lizardite. The geochemical study allowed evidence of an evolution of the hydrothermal alteration processes relative to other ultrabasic rocks from the Bragança Massif.

The podiform chromitites present within the dunitic layers of the Bragança Massif are characterized by a strong lithological and structural control. For an efficient future evaluation of the economic geology of the region, detailed geological cartography and structural studies are required, as well as a deep understanding of the alteration processes of these rocks.

Key-Words: Ultrabasic rocks, Dunite, Podiform Chromitite, Hydrothermal Alteration, Serpentinization, Lizardite, Mineralogical Study, Geochemical Study, Economic Geology

ÍNDICE

1. Introdução e Objetivos	1
1.1. Introdução	1
1.2. Objetivos	2
2. Trabalhos anteriores	4
3. Enquadramento geomorfológico, geológico e tectónico	11
3.1. Geomorfologia da região	11
3.2. Enquadramento geológico e geotectónico do Maciço Ibérico	13
3.2.1. Evolução do conhecimento geológico	13
3.2.2. Caracterização tectonoestratigráfica	17
3.3. Enquadramento geológico regional	19
3.3.1. Zona Galiza-Trás-os-Montes (ZGTM)	19
3.3.2. Caracterização geológica do Maciço de Bragança	21
3.3.3. Complexo Alóctone Superior	22
3.3.3.1. Rochas ultrabásicas	23
3.3.3.2. Evolução tectonometamórfica	25
3.3.3.2.1. Fases de deformação (definidas por Marques, 1994)	27
(i) D ₁	27
(ii) Deformação entre D ₁ e D ₂	27
(iii) D ₂	28
(iv) Episódio magmático intrusivo	28
(v) D ₃	28
(vi) D ₄	29
(vii) D ₅	29
(viii) Deformação pós-D ₅	29
(ix) Fraturação tardia	29
3.3.3.2.2. Idade da deformação e metamorfismo	30
4. Caracterização do processo de serpentinização	33
4.1. Contexto geotectónico do processo de serpentinização	33
4.2. Minerais do grupo do caulino-serpentina	35
5. Trabalho de campo, materiais e técnicas analíticas	36
5.1. Trabalho de campo e amostragem	36
5.2. Técnicas analíticas	58
5.2.1. Análise petrográfica	58

5.2.1.1. Preparação das amostras	58
5.2.1.2. Microscopia óptica de luz polarizada transmitida.....	59
5.2.1.3. Microscopia óptica de luz polarizada refletida.....	59
5.2.2. Estudo mineralógico e geoquímico	59
5.2.2.1. Microscopia eletrónica de varrimento com análise por espectroscopia de energia dispersiva de raios-X (SEM-EDS)	60
5.2.2.1.1. Fundamentos.....	60
5.2.2.1.2. Procedimento/ Equipamento	61
5.2.2.2. Difração de raios-X (XRD)	62
5.2.2.2.1. Fundamentos.....	62
5.2.2.2.2. Equipamento.....	63
5.2.2.3. Espectroscopia de infravermelhos (FTIR)	64
5.2.2.3.1. Fundamentos.....	64
5.2.2.3.2. Preparação das amostras	65
5.2.2.3.3. Equipamento/Procedimento	65
5.2.2.4. Espectroscopia Raman	66
5.2.2.4.1. Fundamentos.....	66
5.2.2.4.2. Equipamento/ Procedimento	67
5.2.2.5. Espectroscopia de fluorescência de raios-X.....	67
5.2.2.5.1. Fundamentos.....	67
5.2.2.5.2. Preparação das amostras	69
6. Estudo mineralógico, petrográfico e geoquímico das rochas ultrabásicas alteradas	70
6.1. Evolução do conhecimento das rochas ultrabásicas.....	70
6.2. Aspetos texturais decorrentes dos processos de serpentinização, de acordo com a classificação de Wicks & Whittaker (1977).....	70
6.2.1. Texturas pseudomórficas.....	71
6.2.1.1. Texturas pseudomórficas resultantes da serpentinização da olivina.....	71
6.2.1.1.1. Texturas em malha/ ampulheta de serpentina- α	72
6.2.1.1.2. Texturas em malha/ ampulheta de serpentina- γ	73
6.2.1.2. Texturas pseudomórficas resultantes da serpentinização de piroxenas.....	73
6.2.1.3. Texturas pseudomórficas resultantes da serpentinização de anfíbulas.....	74

6.2.2. Texturas não-pseudomórficas.....	75
6.2.2.1. Texturas interpenetrativas.....	75
6.2.2.2. Texturas interligadas.....	76
6.2.3. Veios de serpentina.....	76
6.2.3.1. Veios de crisótilo asbestiforme com fibras cruzadas.....	76
6.2.3.2. Veios de crisótilo asbestiforme com fibras paralelas ao alinhamento do veio.....	77
6.2.3.3. Veios não-asbestiformes.....	77
6.2.4. Texturas intermédias.....	78
6.3. Caracterização mineralógica e petrográfica das rochas ultrabásicas.....	79
6.3.1. Peridotito.....	79
6.3.1.1. Petrografia do metaperidotito	80
6.3.2. Dunito	81
6.3.2.1. Petrografia do dunito alterado	82
6.3.3. Piroxenito.....	88
6.3.3.1. Petrografia do piroxenito alterado.....	88
6.3.4. Picrito (Marques, 1989, 1994)	92
6.4. Estudo mineralógico dos minerais opacos.....	94
6.4.1. Cromite (FeCr_2O_4)/ espinela cromífera.....	94
6.4.2. Magnetite (Fe_3O_4)	102
6.4.3. Pentlandite ($\text{Fe,Ni}_9\text{S}_8$)	103
6.4.4. Pirrotite ($\text{Fe}_{(1-x)}\text{S}$)	108
6.5. Estudo mineralógico do processo de alteração hidrotermal das rochas ultrabásicas	113
6.5.1. Estudo de difração de raios-X das fases minerais de neoformação e das rochas ultrabásicas alteradas.....	113
6.5.1.1. Amostra monomineralica de cor branca (L2)	113
6.5.1.2. Amostra monomineralica de cor verde (L1)	113
6.5.1.3. Amostra de rocha alterada (DC).....	113
6.5.2. Estudo por espectroscopia de infravermelho e Raman das fases minerais de neoformação	115
6.5.2.1. Espectroscopia de Infravermelho (FTIR)	115
6.5.2.2. Espectroscopia Raman	116
6.6. Estudo geoquímico do processo de alteração hidrotermal.....	120
6.6.1. Objetivo do estudo geoquímico	120

6.6.2. Reações químicas relacionadas com processos de serpentinização..	120
6.6.2.1. Processos precedentes.....	120
6.6.2.2. Reações químicas relacionadas com a serpentinização da olivina.....	120
6.6.2.3. Reações químicas relacionadas com a serpentinização de piroxenas.....	122
6.6.2.4. Algumas considerações relativas à formação de magnetite.....	124
6.6.3. Caracterização geoquímica dos elementos maiores das rochas ultrabásicas e ultrabásicas serpentinizadas	126
6.6.4. Caracterização geoquímica dos elementos menores das rochas ultrabásicas e ultrabásicas serpentinizadas	132
7. Processos metalogénicos e implicações na geologia económica da região	138
7.1. Contexto metalogénico da região.....	138
7.2. Caracterização dos recursos geológicos metálicos e não-metálicos	140
7.2.1. Metálicos.....	140
7.2.1.1. Espinelas cromíferas.....	140
7.2.1.2. Elementos do grupo da platina (PGE)	143
7.2.1.3. Magnetite	145
7.2.1.4. Níquel.....	145
7.2.1.5. Cobalto.....	146
7.2.2. Minerais industriais ou não-metálicos.....	146
7.2.2.1. Talco	146
7.2.3. Rochas ornamentais	147
7.2.3.1. Serpentinitos	147
7.3. Implicações na geologia económica da região de Bragança	147
8. Conclusões	149
8.1. Trabalho de campo.....	149
8.2. Caracterização mineralógica e petrográfica das rochas ultrabásicas.....	150
8.3. Estudo mineralógico dos minerais opacos.....	150
8.4. Estudo mineralógico do processo de alteração hidrotermal das rochas ultrabásicas	151
8.5. Estudo geoquímico do processo de alteração hidrotermal.....	151
8.6. Contexto metalogénico da região	151
8.7. Implicações na geologia económica da região de Bragança	152
9. Referências.....	153

9.1. Referências bibliográficas.....	153
9.2. Referências webgráficas.....	177

LISTA DE FIGURAS

Fig. 1 - Excerto da Carta Geológica de Portugal de 1899, dos Serviços Geológicos de Portugal, ao cargo de Delgado & Choffat (1899).....	4
Fig. 2 - Recortes do Esboço Geológico de Trás-os-Montes Oriental, à escala 1:500.000, apresentado por Ribeiro <i>et al.</i> (1966) e da respetiva legenda (retirado de Ribeiro <i>et al.</i> , 1966).	5
Fig. 3 - Excerto da Folha 2 da Carta Geológica de Portugal na escala 1:200.000, representativo do Maciço de Bragança (Pereira, 2000).	6
Fig. 4 - Zoneografia geotectónica do Varisco Ibérico, de acordo com Lotze (1945) (Meireles, 2013).	14
Fig. 5 - Zonas tectonostratigráficas propostas por Julivert <i>et al.</i> (1974).	15
Fig. 6 - Os limites da Zona Galiza-Trás-os-Montes, definidos por Farias <i>et al.</i> (1987) (Meireles, 2013 adaptado de Farias <i>et al.</i> , 1987).	16
Fig. 7 - Terrenos e zonas tectonoestratigráficas, de acordo com Ribeiro (2006) (Meireles, 2013 adaptado de Ribeiro, 2006).	18
Fig. 8 - Mapa simplificado da Zona Galiza-Trás-os-Montes (Meireles, 2013 adaptado de Ribeiro <i>et al.</i> , 1990a; González Clavijo, 1997, 2006).	20
Fig. 9 - Mapa simplificado do Maciço de Bragança: A – Complexo Alóctone Superior – *rochas ultrabásicas; B – Complexo Alóctone Intermédio; C – Complexo Alóctone Inferior; D – Parautóctone (retirado de Lunar <i>et al.</i> , 2004).	21
Fig. 10 – Localização da região de Alimonde (imagem de <i>Google Earth Pro</i>).	36
Fig. 11 - Esboço da fraturação do afloramento dunítico fortemente tectonizado e serpentinizado (corte orientado N28°W-N152°). 1 - falha N43°E/44°NW, abertura de 2,90m; 2 - falha N140°/Sub-V.	38
Fig. 12 - Contacto dunito-piroxenito.	39
Fig. 13 - Contacto entre os níveis duníticos (rocha mais clara) e os níveis piroxeníticos (rocha com tom cinzento) (corte N15°W-N165°).	40
Fig. 14 - <i>Layer</i> magmático (tracejado); topo da fotografia - peridotito com oxidação evidente (rocha vermelha); base da fotografia - dunito e piroxenito.	41
Fig. 15 – <i>Layer</i> magmático (tracejado) entre os níveis piroxeníticos (acima) e horneblendíticos (abaixo).	41
Fig. 16 - Afloramento blastomilonítico (AL-8), com foliação N30°E/35°NW.	42
Fig. 17 - Caixa de falha de grandes dimensões, afetando os níveis duníticos.	43

Fig. 18 - Estrutura em <i>layer</i> magmático das rochas ultrabásicas, com foliação tectónica sobreposta.	44
Fig. 19 - Intensa deformação dúctil, materializada pela ocorrência de dobras em bainha.	44
Fig. 20 - Dobra de eixo 10/300 e foliação de plano axial N125°E/23°SW.	45
Fig. 21 - Contacto entre o picrito, a teto, e as rochas ultrabásicas, fortemente tectonizadas, a muro.	47
Fig. 22 - Pormenor das rochas ultrabásicas fortemente tectonizadas e serpentinizadas.	47
Fig. 23 - Picrito (Marques, 1989, 1994).	47
Fig. 24 - Corredor de deformação com intensa cataclase das rochas ultrabásicas serpentinizadas.	48
Fig. 25 - Veios de serpentina na rocha dunítica.	48
Fig. 26 - Foliação horizontal no <i>layer</i> dunítico.	49
Fig. 27 - <i>Boudin</i> de bronzitito, com zona de milonitização adjacente.	50
Fig. 28 - Foliação horizontal no <i>layer</i> dunítico.	51
Fig. 29 - <i>Layer</i> magmático marcado pela alternância entre peridotitos e bronzititos (AL-19).	51
Fig. 30 - <i>Boudin</i> dunítico.	52
Fig. 31 - <i>Layer</i> magmático (N130°E).	53
Fig. 32 - <i>Layer</i> magmático, com forte deformação dúctil.	53
Fig. 33 - Caixa de falha N87°E/50°N (AL-13).	54
Fig. 34 - Corpo hornblendítico, fortemente deformado e alterado.	55
Fig. 35 - Hornblendito de textura grosseira.	55
Fig. 36 - Corpos sigmoidais com movimento com topo para NE, evidenciando um regime de deformação frágil-dúctil.	56
Fig. 37 - Microscópio petrográfico de luz polarizada transmitida e refletida <i>LEICA DM LSP</i> , com uma câmara fotográfica <i>Leica ICC50HD</i> acoplada e <i>software</i> de captura de imagem <i>LAS EZ V2.0.0</i>	59
Fig. 38 - Equipamento SED-EDS utilizado.	61
Fig. 39 – Equipamento de difração de raios-X <i>Rigaku Miniflex</i>	63
Fig. 40 – Esquema do funcionamento do interferómetro de Michelson, utilizado na análise FTIR (retirado de https://www.mpoweruk.com/figs/Michelson-Interferometer.htm , 05/07/2019).....	65
Fig. 41 - Equipamento FTIR utilizado (<i>Bruker Tensor 27</i>)	66

Fig. 42 - Equipamento Raman <i>Renishaw inVia Raman microscope</i>	67
Fig. 43 - Moinho de ágata usado na moagem das amostras.	69
Fig. 44 - a) Olivina (Ol) muito fraturada, com sinais de substituição por veios de serpentina (Srp); b) Piroxenas (Px); c) Horneblenda (Hbl) com macla característica. .	81
Fig. 45 - a) Textura finamente granular; veio de serpentina (Srp) acompanhado de óxidos de ferro; b) Texturas em malha, com centros de malha em ampulheta; c) Crescimento bandado de serpentina (Srp).	82, 83
Fig. 46 - a) Textura granular média; b) Textura em malha intersetada por veio de serpentina (Srp), acompanhado de espinelas (Spl); c) Pura textura pseudomórfica em ampulheta, bordejada por veios de serpentina (Srp); d) Veio de serpentina (Srp) acompanhado por espinelas (Spl); e) Interseção de veios de serpentina (Srp), acompanhados por espinelas (Spl); f) Magnesite (Mgs) preenchendo fissura na rocha.	84, 85
Fig. 47 - a) Alteração da olivina (Ol) a partir dos bordos e/ou fissuras; b) Textura em malha; c) Textura pseudomórfica em ampulheta; d) Substituição de horneblenda (Hbl) a partir dos seus planos de clivagem; e) Veio de serpentina (Srp).	86, 87
Fig. 48 - a) Rocha com textura fanerítica, composta maioritariamente por olivina (Ol), fortemente fraturada, numa matriz amarelada, possivelmente magnesítica; b) Substituição de olivina (Ol) a partir dos bordos e/ou fissuras, originando veios de serpentina (Srp), com fibras perpendiculares acompanhados por espinelas.	87, 88
Fig. 49 - a) Anfíbolos (Am), entre as quais horneblenda, numa matriz possivelmente magnesítica ; b) Precipitação de óxidos de ferro ao longo de fissuras e magnesite (Mgs); c) Relíquia de piroxena (Px); d) Relíquias de olivina (Ol).	89, 90
Fig. 50 - a) Rocha com uma textura fanerítica média a grosseira; b) Minerais do grupo das piroxenas (Px); c) Alteração dos minerais primários em biotite (Bt) hidrotermal; d) Zona de alteração por oxidação, ao longo de uma fissura na rocha.	91
Fig. 51 - a) Picrito, com uma textura primária fanerítica; identifica-se olivina (Ol) (forte relevo e forte fraturação) e horneblenda (Hbl) (clivagens a 120° e pleocroísmo intenso); b) Veios de serpentina (Srp) formados a partir dos bordos e fissuras nos cristais de olivina (Ol); c) Piroxena (Px) (clivagens a 90° e macla característica) parcialmente substituída por magnesite (Mgs); d) Magnesite (Mgs) ao longo de fissuras e planos de clivagem de minerais primários, neste caso, minerais do grupo das anfíbolos (Am).	92, 93
Fig. 52 - a) Cristal anédrico de cromite (Chr), fortemente fraturado; b) Cristais euédricos a subédricos de cromite (Chr) e agregados de menores dimensões; c)	

Cristal anédrico de cromite (Chr), visivelmente afetado pelos processos de alteração hidrotermal.....	94
Fig. 53 - Cromite (Chr) acompanhando um veio de serpentina.	95
Fig. 54 - Fotografias ao microscópio metalográfico de grandes concentrações de cromite da região de Bragança: a) Cristais de cromite (Chr) e agregados de menores dimensões b) Agregados de cromite (Chr) de pequenas dimensões ocupando interstícios entre cristais de maiores dimensões; c) Cristais de cromite e agregados de menores dimensões (superfícies polidas fornecidas por C. Meireles).	95, 96
Fig. 55 - Fotografia obtida por SEM, em eletrões retrodifundidos (BSE), de um campo selecionado na amostra AL-9.2 , para análise EDS de fragmentos de cromite (Chr), assinalados pelos pontos 571, 572 e 573.	97
Fig. 56 - Espectro EDS obtido a partir da análise do ponto 573 (cromite), da amostra AL-9.2	97
Fig. 57 - Fotografia obtida por SEM, em eletrões retrodifundidos (BSE), de um campo selecionado na amostra AL-10 , para análise EDS de fragmentos de cromite (Chr), assinalados pelos pontos 586, 587 e 588.	98
Fig. 58 - Espectro EDS obtido a partir da análise do ponto 586 (espinela cromífera), da amostra AL-10	99
Fig. 59 - Fotografia obtida por SEM, em eletrões retrodifundidos (BSE), de um campo selecionado na amostra AL-14	100
Fig. 60 - Mapa EDS relativo ao campo ilustrado na Fig. 59 (amostra AL-14).	100
Fig. 61 - Mapa EDS representativo da distribuição da Pt no campo ilustrado nas Figs. 59 e 60 (amostra AL-14).	101
Fig. 62 - Espectro EDS obtido a partir da análise do campo ilustrado nas Figs. 59, 60 e 61 (amostra AL-14).	101
Fig. 63 - a) Magnetite (Mag) ao longo de uma fissura; b) Magnetite (Mag) acompanhando um veio de serpentina; processo de martitização, marcado por diferentes tonalidades de magnetite; c) Magnetite (Mag) acompanhando veios de serpentina, ao longo do eixo central; trata-se de especularite, com hábito tubular, resultante da passagem do ferro ferroso a ferro férrico, por processos de oxidação.	102,103
Fig. 64 - a) Fotografia de SEM, em eletrões retrodifundidos (BSE), representativa de um cristal de pentlandite (Pn) associado a um cristal de cromite (Chr) (AL-16); b) Mapa EDS relativa ao campo representado em a).	103

Fig. 65 - Espectro EDS relativo aos elementos químicos presentes no campo ilustrado na Fig. 64.	104
Fig. 66 - Mapas EDS representativos da distribuição dos elementos químicos detetados no campo ilustrado na Fig. 64.	104,105
Fig. 67 - Fotografia de SEM, em eletrões retrodifundidos, de um cristal de pentlandite (Pn) associada a cromite (Chr), identificado na amostra AL-18	106
Fig. 68 - Mapa EDS do cristal de pentlandite (Pn) associado a cromite (Chr), identificado na amostra AL-18	106
Fig. 69 - Mapas EDS ilustrativos da distribuição dos elementos químicos identificados no campo representado nas Figs. 67 e 68.	107
Fig. 70 - Espectro EDS do campo ilustrado nas Figs. 67, 68 e 69.	107
Fig. 71 - a), b), c) e e) Pirrotite (Po) associada a outros minerais metálicos (cromite, espinela cromífera, magnetite); d) Pirrotite (Po) dispersa na rocha.	109
Fig. 72 - Fotografia de SEM, em eletrões retrodifundidos (BSE), de um cristal de pirrotite (Po) no qual foi identificado conteúdo em Pt (amostra AL-19).	110
Fig. 73 - Mapa EDS do cristal de pirrotite (Po) representado na Fig. 72, no qual foi identificada Pt (amostra AL-19).	110
Fig. 74 - Espectro EDS do campo representado nas Figs. 72 e 73.	111
Fig. 75 - Mapas EDS representativos da distribuição de S, Fe, Co e Pt no campo ilustrado na Figs. 72 e 73.	111
Fig. 76 - Espectro de XRD da amostra monominerálica de cor branca (L2), que permite a identificação da mesma como correspondendo a lizardite	114
Fig. 77 - Espectro de XRD da amostra monominerálica de cor verde (L1), que permite a sua identificação como correspondendo a lizardite	114
Fig. 78 - Espectro de XRD da amostra de rocha alterada (cloritizada) (DC), que permite a sua identificação de: clorite , biotite , horneblenda , serpentina e plagioclase	115
Fig. 79 - Espectros de FTIR das diferentes amostras selecionadas a partir do dunito serpentizado; azul escuro – L1; vermelho – L2; azul claro – L3.	116
Fig. 80 - Fotografias obtidas a partir do microscópio óptico de luz refletida acoplado ao equipamento Raman, ambas representando espinelas cromíferas (Cr-Spl) distribuídas numa matriz serpentinitica (Srp) (amostra AL-15).	117
Fig. 81 - Espectros Raman obtidos, indicativos da presença de lizardite	117,118
Fig. 82 - Espectro Raman da lizardite , retirado de <i>Handbook of Raman Spectroscopy</i> (Lewis & Edwards, 2001).	118

Fig. 83 - Diagrama TiO_2 vs Al_2O_3 (Brown & Musett, 1993), com a projeção dos dados relativos às amostras de Bridges (1992), Bridges <i>et al.</i> (1995) e Santos (1998), abordadas no presente trabalho, e às rochas amostradas no âmbito da presente dissertação, assinaladas a diferentes cores, legendadas ao lado.....	128
Fig. 84 - Gráfico MgO vs SiO_2 , com projeção dos valores obtidos para as amostras estudadas e de dados de Bridges (1992), para dunitos e Bridges <i>et al.</i> (1995) e Santos (1998), para harzburgitos e lherzolitos da região de Bragança; a seta indica a variação dos elementos em questão aquando do processo de alteração das rochas.	130
Fig. 85 - Gráfico MgO vs TiO_2 , com projeção dos valores obtidos para as amostras estudadas e de dados de Bridges (1992), para dunitos, e Bridges <i>et al.</i> (1995) e Santos (1998), para harzburgitos e lherzolitos da região de Bragança; a seta indica a variação dos elementos em questão aquando do processo de alteração das rochas.	130
Fig. 86 - Gráfico MgO vs Al_2O_3 , com projeção dos valores obtidos para as amostras estudadas e de dados de Bridges (1992), para dunitos, e Bridges <i>et al.</i> (1995) e Santos (1998), para harzburgitos e lherzolitos da região de Bragança; a seta indica a variação dos elementos em questão aquando do processo de alteração das rochas.	131
Fig. 87 - Gráfico MgO vs CaO , com projeção dos valores obtidos para as amostras estudadas e de dados de Bridges (1992), para dunitos, e Bridges <i>et al.</i> (1995) e Santos (1998), para harzburgitos e lherzolitos da região de Bragança; a seta indica a variação dos elementos em questão aquando do processo de alteração das rochas.	132
Fig. 88 - Gráfico MgO vs Ni , com projeção dos valores obtidos para as amostras estudadas e de dados de Bridges (1992), para dunitos, e Bridges <i>et al.</i> (1995) e Santos (1998), para harzburgitos e um lherzolito da região de Bragança.	135
Fig. 89 - Gráfico MgO vs Cr , com projeção dos valores obtidos para as amostras estudadas e de dados de Bridges (1992), para dunitos, e Bridges <i>et al.</i> (1995) e Santos (1998), para harzburgitos e um lherzolito da região de Bragança; a seta indica a variação dos elementos em questão aquando do processo de alteração das rochas.	136
Fig. 90 - Gráfico MgO vs Sc , com projeção dos valores obtidos para as amostras estudadas e de dados de Santos (1998), para harzburgitos e um lherzolito da região de Bragança.	137
Fig. 91 - Cartografia inédita de Meireles (<i>in</i> Lunar <i>et al.</i> , 2004) ilustrativa da presença de cromititos no seio de layers duníticos, na região de Bragança.	142

LISTA DE QUADROS

Tabela 1 - Síntese das propriedades macroscópicas dos vários litótipos amostrados.	57
Tabela 2 - Localização e análises das amostras recolhidas; ND – não definido.	58
Tabela 3 - Elementos químicos, linhas espectrais utilizadas e respetivos comprimentos de onda (nm).	68
Tabela 4 - Tabela obtida da análise EDS do ponto 573 (cromite), da amostra AL-9.2 .	98
Tabela 5 - Tabela obtida da análise EDS do ponto 586 (espinela cromífera), da amostra AL-10 .	99
Tabela 6 - Composição química quantitativa dos elementos presentes no campo ilustrado nas Figs. 59, 60 e 61 (amostra AL-14).	102
Tabela 7 - Composição química quantitativa com os elementos detetados no campo representado nas Figs. 64 e 66.	108
Tabela 8 - Composição química quantitativa com os elementos detetados no campo representado na Figs 67, 68 e 69	108
Tabela 9 - Composição química quantitativa com os elementos detetados no campo representado nas Figs. 72, 73 e 75.	112
Tabela 10 - Resultados para elementos maiores (%) das análises de fluorescência de raios-X de rocha total.	127
Tabela 11 - Valores de MgO, SiO ₂ , TiO ₂ , Al ₂ O ₃ e CaO (wt.%) apresentados por Santos (1998) para harzburgitos e lherzolitos.	127
Tabela 12 - Valores de MgO, SiO ₂ , TiO ₂ , Al ₂ O ₃ e CaO (wt.%) apresentados por Bridges <i>et al.</i> (1995) para harzburgitos.	127
Tabela 13 - Valores de MgO, SiO ₂ , TiO ₂ , Al ₂ O ₃ e CaO (wt.%) apresentados por Bridges (1992) para dunitos.	128
Tabela 14 - Resultados para elementos menores (ppm) das análises de fluorescência de raios-X de rocha total; ND – não definido.	133,134

Tabela 15 - Valores de Ni, Cr e Sc (ppm) apresentados por Santos (1998) para harzburgitos e lherzolitos.	134
Tabela 16 - Valores de Ni e Cr (ppm) apresentados por Bridges <i>et al.</i> (1995) para harzburgitos.	134
Tabela 17 - Valores de Ni e Cr (wt.ppm) apresentados por Bridges (1992) para dunitos.	134

LISTA DE ABREVIATURAS

Am - Anfíbola

aprox. - aproximadamente

aq – aquoso

a.s.l. – *above sea level* (acima do nível do mar)

at.% - *Atomic percentage* (percentage atómica)

BSE – *Backscatterd electron* (Eletrões retrodifundidos)

Bt – Biotite

Cap. - Capítulo

CAS – Complexo Alóctone Superior

Chr - Cromite

CIM – Comunidade Intermunicipal

COBA – Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches

comunic. – comunicação

cont. - continuação

Coord. – Coordenador

CXG – Complexo Xisto-Grauváquico

DGAOT – Departamento de Geociências, Ambiente e Ordenamento do Território

E – Este

EDS – *Energy dispersive X-Ray Spectroscopy* (Espectroscopia de energia dispersiva de raios-X)

e.g. – *exempli gratia* (por exemplo)

EM – Estrada Municipaça

FBVM – Falha de Bragança-Vilariça-Manteigas

FCUP – Faculdade de Ciências da Universidade do Porto

Fig. - Figura

Fig. - Figura

Fo₉₀ – olivina com 90% forsterite + 10% fayalite

FTIR – *Fourier Transform Infrared spectroscopy* (Espectroscopia de Infravermelhos)

GTMZ – *Galicia-Trás-os-Montes Zone* (Zona Galiza-Trás-os-Montes)

Hbl – Horneblenda

HP – *High Pressure* (Alta Pressão)

HT – *High Temperature* (Alta Temperatura)

Inf. – Inferior

Mag – Magnetite

Mgs – Magnesite

MTMT – *Main Trás-os-Montes Thrust*

ND – Não definido

NE – Nordeste

NNE – Nor-nordeste

NW – Noroeste

NX – Luz polarizada cruzada (nicóis cruzados)

N// – Luz plana polarizada (nicóis paralelos)

OI – Olivina

Pág. – Página

PGE – *Platinum Group Minerals* (Elementos do Grupo da Platina)

PGM – *Platinum Group Minerals* (Minerais do Grupo da Platina)

Pn - Pentlandite

Px – Piroxena

Po – Pirrotite

P-T-t – Pressão-Temperatura-tempo

SEM – *Scanning Electron Microscope* (Microscópio Eletrónico de Varrimento)

SHRIMP – *Sensitive High-Resolution Ion Microprobe*

Spl - Espinela

Srp – Serpentina

SSW – Su-sudoeste

SSZ – *Supra-subduction zone* (Zona de supra-subducção)

Sub-V – Sub-vertical

Sup. – Superior

SW – Sudoeste

s.l. – *sensu lato* (senso lato)

TAC – Terreno Alóctone Continental

TAI – Terreno Autóctone Ibérico

TI – Terreno Ibérico

UATC – *Upper Allochthonous Thrust Complex* (Complexo Alóctone Superior)

V – Vertical

W – Oeste

wt.% – *Weight percentage* (percentagem de peso)

XRD – *X-Ray Diffraction* (Difração de Raios-X)

XRF – *X-Ray Fluorescence* (Fluorescência de Raios-X)

ZOAL – Zona Ocidental Asturo-Leonesa

ZC – Zona Cantábrica

ZCI – Zona Centro Ibérica

ZGTM – Zona Galiza-Trás-os-Montes

ZOM – Zona de Ossa-Morena

ZSP – Zona Sul-Portuguesa

1. INTRODUÇÃO E OBJETIVOS

1.1. INTRODUÇÃO

A área em estudo localiza-se na região NE de Portugal, correspondendo à área envolvente da povoação de Alimonde, englobada na União de Freguesias de Castrelos e Carrazedo, concelho e distrito de Bragança, a aproximadamente 10 km da cidade de Bragança.

Do ponto de vista geotectónico, é parte integrante do Complexo Alóctone Superior (CAS), uma das três unidades alóctones constituintes da Zona Galiza-Trás-os-Montes (ZGTM), de origem infracrustal a supramantélica, alvo de uma complexa evolução tectonometamórfica (Marques, 1994; Meireles, 2013). O CAS foi já alvo de diversos estudos realizados principalmente no decorrer do século XX, e referidos em capítulo subsequente, nomeadamente, no Maciço de Bragança (Anthonioz, 1972; Marques, 1994; Santos, 1998) e no Maciço de Cabo Ortegal, NW da Galiza (Van Calsteren *et al.*, 1979; Bernard-Griffiths *et al.*, 1985; Peucat *et al.*, 1990; Gil-Ibarguchi *et al.*, 1990), os dois maciços do noroeste com mais semelhanças tectonometamórficas e nos quais o CAS é mais representativo.

A ZGTM (Farias *et al.*, 1987) é caracterizada pelo empilhamento de várias *nappes* tectónicas (Ries & Shackleton, 1971; Iglésias *et al.*, 1983 *in* Ribeiro *et al.*, 2006) sobre o autóctone pertencente à Zona Centro Ibérica (ZCI) (Ribeiro, 2006), exumados e carregados aquando das primeiras fases da Orogenia Varisca (Iglésias *et al.*, 1983; Ribeiro *et al.*, 1990a *in* Meireles, 2013). É, por isso, dotada de uma grande complexidade em termos geológicos e tectónicos. Assim sendo, encontram-se ainda diversos processos geológicos por esclarecer, compreender e explicar. Consideramos esta, por isso, uma das regiões de maior interesse científico, ao nível de Portugal e da Ibéria. cremos, assim, que o Complexo Alóctone Superior do Maciço de Bragança se trata de uma unidade geológica com características favoráveis à compreensão de vários fenómenos geodinâmicos, desde uma escala local a uma escala regional. Selecionou-se, para o efeito, uma área que se considerou representativa, principalmente ao nível das rochas ultrabásicas aflorantes, como é a de Alimonde, de especial interesse para este trabalho.

Foram, indubitavelmente, dados importantes passos para o conhecimento da geologia do CAS em Trás-os-Montes, no que respeita principalmente à evolução tectónica dos terrenos aflorantes, nas últimas três décadas do século XX (Ribeiro, 1974; Marques, 1989, 1994). Porém, do ponto de vista geoquímico, para além do trabalho de

Santos (1998), muito vocacionado para as fácies de alto grau metamórfico, muito resta ainda avançar, no que respeita, nomeadamente, às rochas ultrabásicas. Isto serviu de grande motivação para a delineação do presente projeto de dissertação, que visa a obtenção de novos dados de âmbito petrográfico, mineralógico e geoquímico sobre estas rochas do Complexo Alóctone Superior do Maciço de Bragança. A partir dos mesmos, pretende-se contribuir com novas interpretações para assuntos abordados há já décadas atrás e escassamente retomados desde então, pretendendo avançar também com dados inéditos para a área em estudo.

Encontram-se identificados, nesta área, vestígios de diferenciação ao nível de uma câmara magmática pré-existente, com contribuição mantélica, julgando pelo quimismo até agora conhecido para as litologias aflorantes (Santos, 1998). Diferenciação esta, quiçá, relacionada com os processos de metalogénese que estarão na origem das mineralizações de cromite conhecidas na região (Neiva, 1947b). Por outro lado, a notória serpentização das rochas ultrabásicas, é evidência dos processos de metamorfismo hidrotermal, que terão afetado, outrora, esta unidade.

1.2. OBJETIVOS

Um dos objetivos deste trabalho passa pela interpretação dos processos magmáticos, que terão estado na origem das rochas ultrabásicas da região de Alimonde e mineralizações nelas contidas, no contexto da evolução do Complexo Alóctone Superior, e processos metamórficos conducentes à alteração destas rochas. Procurar-se-á analisar as fases minerais intervenientes nestes processos, quer primárias, quer de neoformação, assim como os diferentes processos a que esta unidade terá sido sujeita no decorrer da sua história geológica. Pretende-se averiguar de que forma os processos de alteração destas rochas poderão relacionar-se com as fases metálicas, atribuídas a processos magmáticos, e de que forma poderão condicionar os seus vários modos de ocorrência. Assim sendo, pretende-se contribuir para o estudo destas rochas e processos a estas associados, com novos dados de índole petrográfica, mineralógica e geoquímica.

O estudo das mineralizações em si mesmas é também um dos principais objetos de estudo nesta dissertação, temática que também acreditamos carecer de uma renovação. Trabalhos anteriores incidiram já no estudo destas mineralizações de cromite, não apenas pelo seu conteúdo inerente em Cr, mas identificando, vários outros elementos químicos nestas jazidas, nomeadamente PGE (Neiva, 1945, 1946, 1947b, 1947d, 1948a; Jedwab *et al.*, 1989; Bridges *et al.* 1993, 1995; Mateus & Figueiras,

1999a, 1999b; Oliveira *et al.*, 2009; Teixeira *et al.*, 2012). Pretende-se, renovar os dados já existentes no que respeita à composição química destas mineralizações, procurando compreender os processos de metalização a estas subjacentes. Para além disso, é também intenção deste trabalho abordar os resultados obtidos no contexto da geologia económica da região, no intuito de compreender se os dados obtidos poderão ou não, no futuro, despertar qualquer interesse na avaliação do potencial económico das mineralizações em causa.

2. TRABALHOS ANTERIORES

Os estudos levados a cabo por Nery Delgado nos finais do século XIX, foram o ponto de partida para a construção do conhecimento geológico nordeste transmontano. A Carta Geológica de Portugal dos Serviços Geológicos de Portugal (Delgado & Choffat, 1899), ilustra o nível de conhecimento desses tempos (**Fig. 1**), em que se discriminavam apenas quatro litologias: rochas granitóides, depósitos Terciários, formações do “Siluriano” (S^2) – identificadas e assinaladas pela primeira vez – e rochas metamórficas (consideradas como pertencentes ao Arcaico (Z)), sem qualquer distinção entre si. Posteriormente, Delgado (1905) detalha o estudo destas litologias, com particular ênfase na estratigrafia e paleontologia dos graptólitos do Silúrico de Trás-os-Montes.

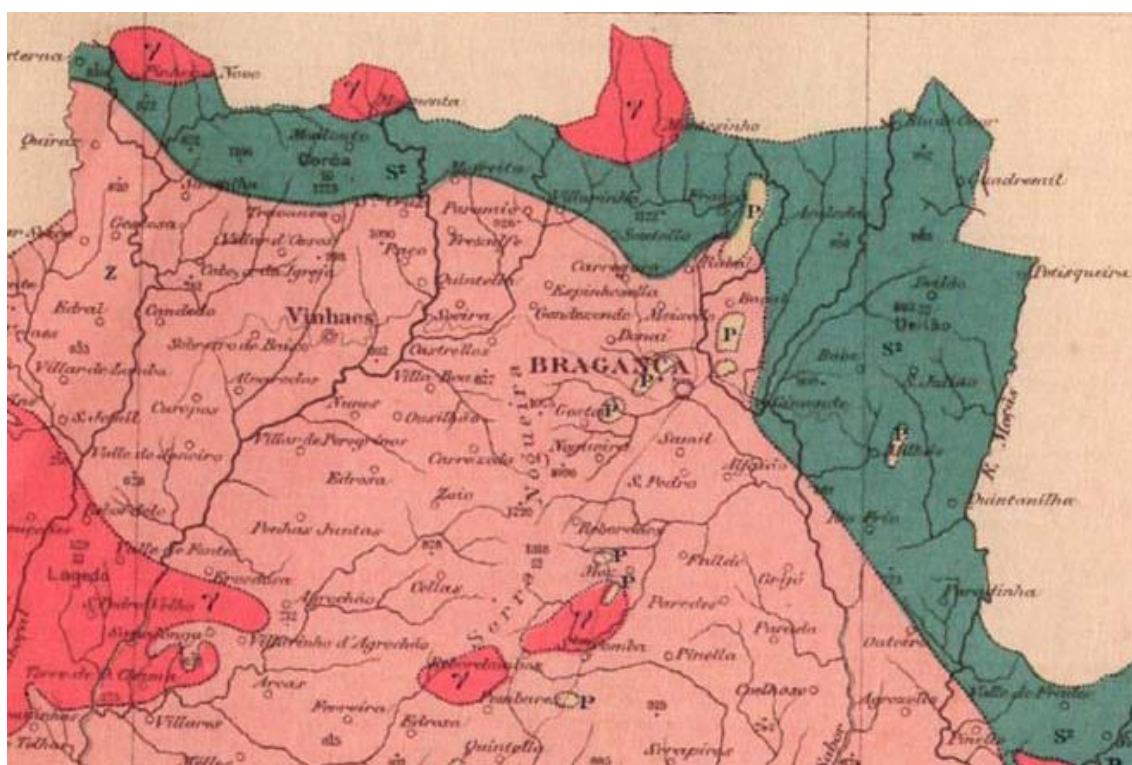


Fig. 1 - Excerto da Carta Geológica de Portugal de 1899, dos Serviços Geológicos de Portugal, ao cargo de Delgado & Choffat (1899).

O primeiro grande pioneiro na compreensão da geologia da região de Bragança foi o Prof. Cotelo Neiva, que apresentou a primeira carta geológica do Maciço de Bragança, à escala 1:50.000 (Neiva, 1948a). Dezassete anos depois, Ribeiro *et al.* (1966) viriam a apresentar um esboço geológico de Trás-os-Montes Oriental, à escala 1:500.000 (**Fig. 2**), no qual distinguiram apenas, no Maciço de Bragança, a presença de

micaxistos, peridotitos e gabros. Mais tarde, Anthonioz (1970, 1972) deu os passos seguintes na cartografia geológica da região do Maciço de Bragança e do complexo polimetamórfico de Morais. Ribeiro (1974) integra também, na sua tese de

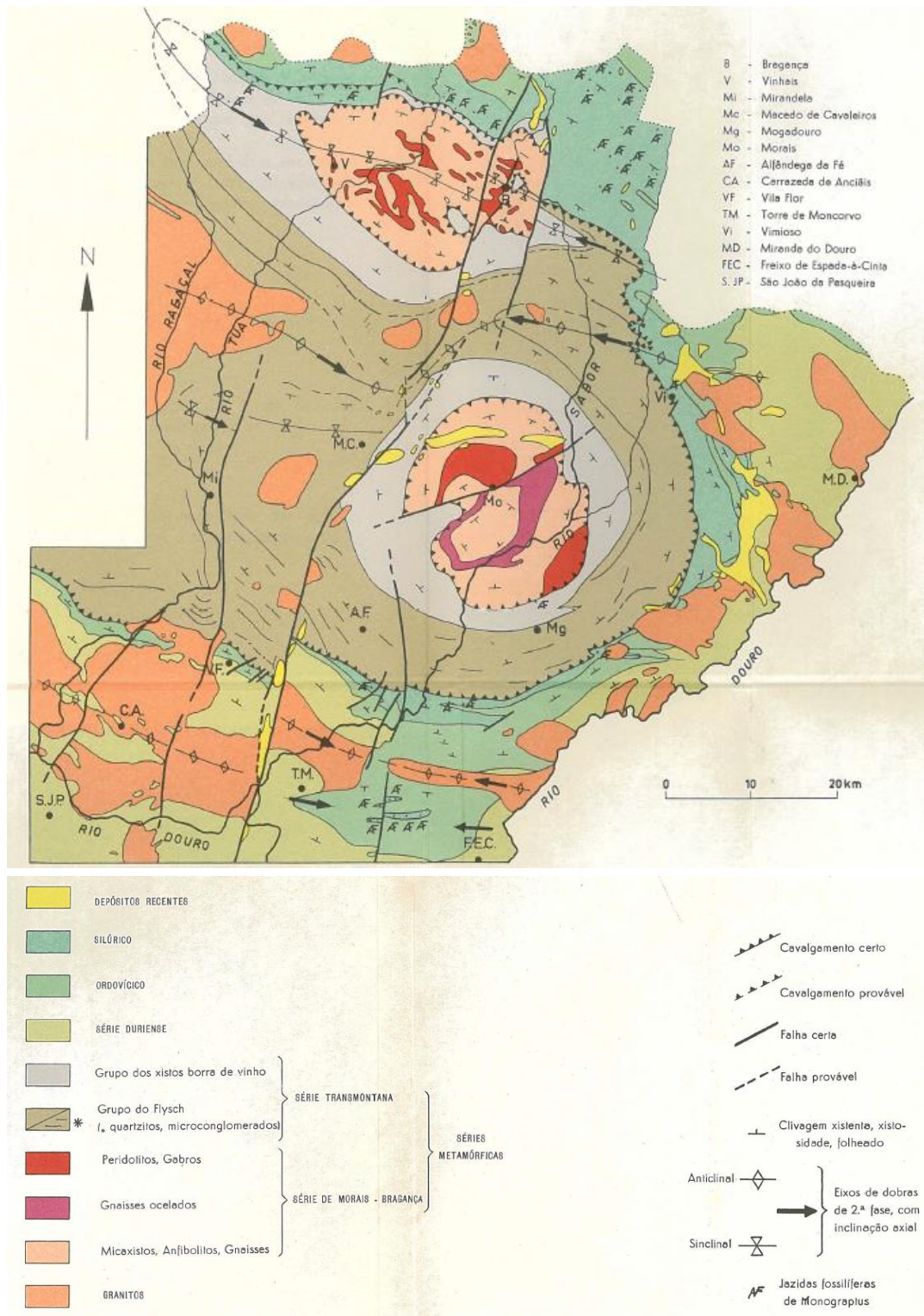


Fig. 2 - Recortes do Esboço Geológico de Trás-os-Montes Oriental, à escala 1:500. 000, apresentado por Ribeiro *et al.* (1966) e da respetiva legenda (retirado de Ribeiro *et al.*, 1966).

doutoramento, um trabalho de cartografia geológica de Trás-os-Montes Oriental, na escala 1:200.000, que serviu de base à cartografia geológica posteriormente publicada.

No término do século XX, foram publicadas as cartas geológicas e notícias explicativas das correspondentes às Folhas 3-D e 4-C (Espinhosela e Deilão) (Meireles, 2000a, 2000b) e a carta geológica correspondente à Folha 8-A (S. Martinho de Angueira) (Meireles, 2012, 2018), da Carta Geológica de Portugal na escala 1:50.000, a primeira a norte, a segunda a nordeste e a terceira a leste da área em estudo. Novos avanços viriam a ser dados por Pereira (2000; 2006), com a publicação da Folha 2 da Carta Geológica de Portugal à escala 1:200.000 e respetiva notícia explicativa (**Fig. 3**).

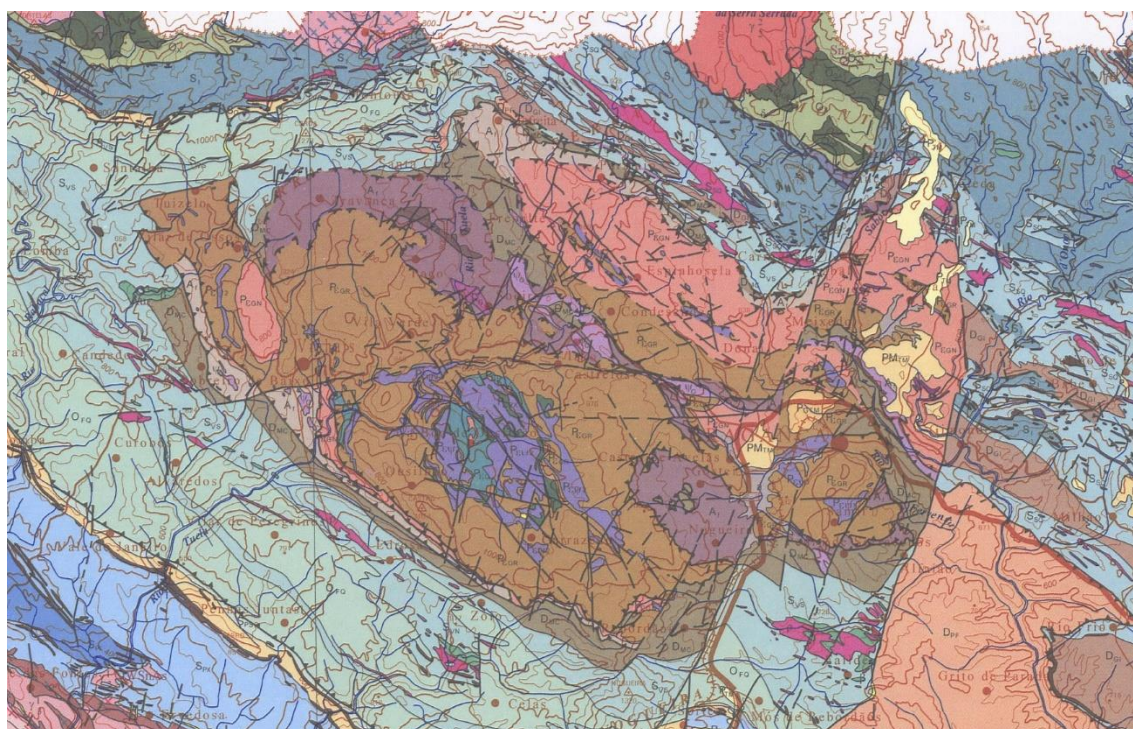


Fig. 3 - Excerto da Folha 2 da Carta Geológica de Portugal na escala 1:200.000, representativo do Maciço de Bragança (Pereira, 2000).

No que respeita a cartografia mais pormenorizada, encontra-se elaborada cartografia geológica (à escala 1:25 000) realizada por Marques (1994) e trabalhos, na maior parte ainda inéditos, à escala 1:25.000 (Prichard *et al.*, 1991) e 1: 15.000 (C. Meireles, comunic. pessoal), assim como cartografia detalhada levada a cabo por Miranda (2015), em Tojal dos Pereiros, Bragança.

Por último, Meireles (2013) publica um trabalho de tese de doutoramento, acompanhado pela respetiva cartografia geológica, trabalhos em que propõe uma reformulação das unidades envolventes do maciço de Bragança, quer autóctones quer para autóctones. Estes trabalhos vêm também confirmar como para autóctones os

metassedimentos e metavulcanitos no bordo SW do Maciço de Bragança, considerados, em Ribeiro (1974) e Pereira (2000), como pertencentes ao Complexo Alóctone Inferior.

No decurso da década de 1940, Coteló Neiva faz referência ao afloramento de um maciço peridotítico na região de Bragança, em que identifica um vasto role de litótipos básicos e ultrabásicos, descriminados nos capítulos subsequentes, entre as quais predominam os afloramentos duníticos e harzburgíticos (Neiva, 1945, 1946, 1947a, 1947b, 1947c, 1947d). Descreve também, pela primeira vez, os minerais do grupo da serpentina presentes nestes litótipos, assim como os processos conducentes à sua génese (Neiva, 1948b).

Na mesma linha destes trabalhos, Schneider (1947) apresenta um estudo das rochas básicas e ultrabásicas da região de Bragança, tecendo considerandos teóricos no que respeita às condições químicas e termodinâmicas dos processos magmáticos e metamórficos, que estariam na origem destas rochas e das mineralizações associadas (fenómenos de metalogénese magmática e metamórfica). Faz ainda algumas considerações relativas à serpentinização destas rochas, sustentando que a serpentinização crisotílica surge como resultado de processos de metamorfismo regional.

Ferreira (1964) estuda a parte ocidental do Maciço de Bragança, estabelecendo o seu carácter polimetamórfico, reconhecendo três eventos metamórficos na região de Vinhais. Mais tarde, Ferreira (1966) faz ainda a descrição petrográfica detalhada de algumas litologias aflorantes na região.

As primeiras referências a uma hipótese aloctonista para o processo de instalação dos maciços básicos e ultrabásicos da região transmontana, foram apresentadas por Ribeiro *et al.* (1964). Neste trabalho, os autores identificam a estrutura arqueada com convexidade voltada para SW que constitui Trás-os-Montes Oriental. Posteriormente, foram propostas, por Ribeiro *et al.* (1966), em trabalho acima referido, três interpretações para esta estrutura: uma interpretação autoctonista, uma interpretação aloctonista e uma interpretação mista. Os mesmos autores definem ainda dois domínios constituintes de Trás-os-Montes Oriental: uma unidade inferior, suprajacente ao CXG, composta por séries estratigráficas do Ordovícico e Silúrico; uma unidade superior, sobreposta à anterior, composta por vários litótipos xistentos (série transmontana) (Anthonioz, 1972). Mais tarde, Matte & Ribeiro (1967) (*in* Anthonioz, 1972) viriam a optar pela explicação autoctonista.

Ries & Shakleton (1971) confirmam definitivamente a interpretação aloctonista para a instalação destes maciços, sustentando que todos eles pertenceriam,

originalmente, a uma placa carreada a partir de oeste, com base no seu conteúdo comum em rochas basicrustais, que não aparecem nas formações que os rodeiam.

Um importante avanço para o conhecimento geológico de todo o Noroeste Peninsular é dado por Ribeiro (1974), em trabalho acima referido, que viria a revelar-se um dos mais importantes trabalhos para a Geologia do Portugal. Leva a cabo um estudo estratigráfico e estrutural, definindo o modelo de unidades autóctones e alóctones da região, ainda atualmente aceite. Contudo, discute ainda as duas hipóteses – aloctonista e autoctonista – com forte preponderância para esta última.

Iglésias *et al.* (1983) definem o Complexo de Mantos Superiores, atualmente designado Complexo Alóctone Superior (CAS), em estudo referente à teoria aloctonista como explicação para a estrutura do noroeste peninsular (Marques, 1994).

Farias *et al.* (1987) viriam a definir a Zona Galiza-Trás-os-Montes (ZGTM) – unidades alóctones e parautóctones do NW da Península Ibérica – como uma nova zona geotectónica, individualizando-a da Zona Centro-Ibérica (ZCI), dado que até então esta era considerada uma subzona da mesma. Nesta sequência, Arenas *et al.* (1988) vêm corroborar os resultados e conclusões dos anteriores.

Para o estudo do CAS do Maciço de Bragança, ora designado Terreno Alóctone Continental (TAC), foi de suma importância a contribuição de Marques (1989, 1994), levando a cabo o estudo tectono-estrutural deste complexo, tendo elaborado a cartografia estrutural da sinforma de Vila Boa de Ousilhão. Este trabalho permitiu definir não só o sentido de transporte dos mantos de carreamento, analisando os critérios de cisalhamento, mas também as idades relativas da deformação e do metamorfismo, a partir do estudo das relações geométricas e cinemáticas das estruturas e do estudo das estruturas e dos *fabrics* das respetivas rochas (Meireles, 2000a). Marques (1994) definiu cinco fases de deformação principais no Complexo Alóctone Superior do Maciço de Bragança e cinco ciclos de metamorfismo. Neste trabalho, apresenta também uma breve descrição das litologias constituintes do CAS do Maciço de Bragança, entre as quais as ultrabásicas.

No que respeita à evolução metamórfica da região, refiram-se as contribuições de Munhá (1986), Munhá & Ribeiro (1986) e Munhá & Marques (1987, 1988), que desenvolvem estudos relativos à evolução metamórfica de eclogitos, granulitos e outras rochas do Maciço de Bragança. Os últimos definiram três tipos distintos de granulitos: granulitos tipo 1 – resultantes da cristalização e reequilíbrio de rochas ultrabásicas, em condições de pressão e temperatura supramantélicas; granulitos tipo 2 – trajeto metamórfico complexo, inicialmente prógrado, atingindo altas pressões; granulitos tipo

3 – decorrentes da cristalização e reequilíbrio de gabros e websteritos, em condições basicrustais. Munhá & Ribeiro (1986) definiram também cinco estádios metamórficos para os eclogitos e rochas de alto grau do Maciço de Bragança.

No que respeita aos estudos geocronológicos na região, Ribeiro & Pereira (1986), Marques, *et al.* (1991-1992) avançam com interpretações geocronológicas respeitantes à evolução tectonometamórfica de alto grau do CAS nos maciços do NW Ibérico (Marques, 1994).

Por outro lado, Dallmeyer, *et al.* (1991) procuram definir a idade do metamorfismo varisco e eventos estruturais associados, apresentando resultados geocronológicos, obtidos pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em rochas de vários níveis tectónicos dos Maciços de Morais e Bragança.

Marques, *et al.* (1996), apresentam uma interpretação para a evolução geodinâmica do CAS do Maciço de Bragança, com base na sua petrografia, evolução tectónica, dados geoquímicos e idade dos eventos tectonometamórficos. Procuram, assim, compreender e discutir vários aspetos descritos no CAS de outros maciços do Orógeno Varisco Europeu – Morais, Ordenes, Cabo Ortegal e Maciço Central Francês.

Santos (1998), na sua tese de doutoramento, desenvolve um estudo geoquímico, petrológico e geocronológico de granulitos de alta pressão, eclogitos, gabros e rochas ultrabásicas do CAS do Maciço de Bragança. Com os resultados obtidos neste trabalho, suporta a hipótese de uma evolução policíclica do CAS.

Mateus & Figueiras (1999a, 1999b) estudam a composição química de cromites pertencentes ao CAS do Maciço de Bragança. No primeiro trabalho, analisam, com recurso a microsonda eletrónica, o conteúdo a geoquímica das cromites de um conjunto de amostras de peridotitos e cromititos. No segundo, debruçam-se sobre o seu conteúdo em PGE (*Platinum Group Elements*), relacionando-o com as condições de deformação dos peridotitos e processos de serpentinização.

Mateus *et al.* (2016) vêm apresentar novos dados geocronológicos para o CAS do Maciço de Bragança, datando rochas magmáticas e de alto grau de metamorfismo. Datam pela primeira vez, com SHRIMP, zircões provenientes de gabros, piroxenitos e eclogitos do grupo Espinhosela-Rabal. Este trabalho vem ainda complementar os dados existentes de U-Pb para granulitos HP-HT.

No que concerne à temática das mineralizações existentes na região, destacam-se, uma vez mais, os trabalhos levados a cabo por Coteló Neiva, no decurso na década de 40 do século XX. Neiva (1945) terá dado o primeiro importante contributo nesta área, referindo a possibilidade de ocorrência de platina na região. Este viria a dar continuidade

aos trabalhos nesta temática nos anos subsequentes (Neiva, 1946, 1947d), referindo a presença de cromite, platina, silicatos niquelíferos e silicatos cobaltíferos. Descreveu também os jazigos de cromite existentes na região, em comparação com outros depósitos a nível mundial, refletindo acerca das condições de formação da cromite (Neiva, 1947b).

No término da década de 1980, as investigações de Coteló Neiva são retomadas por Jedwab *et al.* (1989), com o estudo de minerais do grupo da platina presentes em rochas ultramáficas na região Bragança-Vinhais.

No âmbito do *Raw Materials Research Programme of the Commission of European Communities*, foram também desenvolvidos trabalhos relativos do estudo das mineralizações de PGE no norte de Portugal, trabalhos estes que viriam a culminar no relatório final de Prichard *et al.* (1991).

Bridges (1992) aborda também a presença de mineralizações de PGE nas rochas ultrabásicas do Maciço de Bragança. Bridges *et al.* (1993) apresentam resultados mineralógicos e geoquímicos destas mesmas mineralizações de PGE, em depósitos de cromites podiformes do tipo *schlieren* no Maciço de Bragança, definindo que o processo de cristalização fracionada dos PGE terá acompanhado a cristalização primária da cromite, enquanto que o processo de serpentinização terá levado à libertação de Pd e Pt e sua incorporação em sulfuretos. Em Bridges *et al.* (1995) faz-se o enquadramento geotectónico (fragmentos de arco insular mantélico) das mineralizações podiformes de cromite do maciço de Bragança.

O tema das mineralizações desta região foi retomado poucos anos mais tarde por Figueiredo (1998) (*in* Oliveira *et al.*, 2009), na sua tese de mestrado, na qual estuda a mobilidade hidrotermal do crómio (Cr) e PGE no Maciço de Bragança.

Oliveira *et al.* (2009) estudam as mineralizações de cromite disseminada em rochas como metadunitos e metaperidotitos os conteúdos em Cr, Ni e PGE destas rochas. Os estudos foram efetuados a partir de sondagens, pela primeira vez realizadas nestas mineralizações.

Mais recentemente e de uma forma preliminar, surgiram os trabalhos-piloto de Pereira (2017) e Ínsua *et al.* (2018), com o objetivo de levar a cabo uma caracterização da geologia da região de Alimonde, pertencente ao CAS do Maciço de Bragança.

3. ENQUADRAMENTO GEOMORFOLÓGICO, GEOLÓGICO E TECTÓNICO

3.1. GEOMORFOLOGIA DA REGIÃO

A área em estudo situa-se no NE de Portugal, mais especificamente no concelho de Bragança, inserido atualmente na Comunidade Intermunicipal (CIM) Terras de Trás-os-Montes.

À escala regional, a paisagem é diversificada, com fortes contrastes entre planaltos, serras e vales encaixados de diversos rios, entre os quais se destacam o Tua, o Sabor e o Douro. De uma forma geral, os planaltos documentam períodos de maior estabilidade tectónica marcados pela erosão. A existência de grandes áreas planálticas a altitudes entre 600 e 1000 m *a.s.l.*, situadas a norte da Cordilheira Central, está na origem da conhecida designação de Meseta Norte. A superfície mais extensa desenvolve-se a cerca de 750 m *a.s.l.* e é designada por Superfície Fundamental (Martin-Serrano, 1988; Casas-Sainz & de Vicente, 2009; Antón, *et al.*, 2014; Galve *et al.*, 2020). De acordo com Cloetingh, *et al.* (2011), a Meseta Ibérica (em especial a Meseta Norte) apresenta, possivelmente, a maior cota média de toda a Europa, não havendo, contudo, um modelo capaz de o explicar de uma forma satisfatória. Mais recentemente Conway-Jones *et al.* (2019) afirmam que o relevo da Península Ibérica está fortemente condicionado por movimentos tectónicos verticais epiorogénicos, modelo que explica os extensos planaltos a altitudes elevadas.

Nas proximidades da área de estudo, a Serra de Montesinho (1486 m *a.s.l.*) constitui o prolongamento para sul das Montanhas Galaico-Leonesas interpretadas como uma ramificação para sul da Cordilheira Cantábrica (Galve *et al.*, 2020). A atividade tectónica alpina está também expressa na reativação de falhas tardi-variscas. Pela proximidade, destaca-se a falha de Bragança-Vilariça-Manteigas (FBVM), um desligamento esquerdo de orientação NNE-SSW com mais de 200 km de extensão. Esta falha, assim como a falha Verín-Penacova, correspondem a zonas de transferência de deformação a partir da Cordilheira Cantábrica para sul (provocando, por exemplo, o encurtamento das Montanhas Galaico-Leonesas, através de carreamentos vergentes para norte (De Vicente *et al.*, 2011; Martín-González, *et al.*, 2011, 2012; Galve *et al.*, 2020). A atividade tectónica ao longo destas falhas terá tido o seu auge no Miocénio superior (Martín-González, *et al.*, 2011; 2012; Galve *et al.*, 2020). O desligamento

esquerdo ao longo da FBVM deu origem ao soerguimento de estruturas compressivas do tipo *push-up*, nomeadamente a Serra de Nogueira (1320 m *a.s.l.*), situada entre Bragança e Macedo de Cavaleiros, a oeste da FBVM, e a Serra de Bornes (1199 m *a.s.l.*), situada a sul de Macedo de Cavaleiros, (Cabral, 1995; Pereira, 2006; Galve *et al.*, 2020). Ao longo do desligamento geraram-se também diversas bacias de desligamento, como é o caso da bacia da Vilariça, limitada por uma notável escarpa de falha (Cabral, 1989; Pereira *et al.*, 2015; Galve *et al.*, 2020). Mais próximas da área de estudo, assinalam-se as depressões de Baçal, Bragança e Sortes, bacias alongadas segundo NNE-SSW, com fundo aplanado e preenchidas por sedimentos cenozoicos (Pereira, 2006). Os sedimentos cenozoicos pré-quadernários evidenciam uma drenagem fluvial endorreica anterior à atual drenagem atlântica. As Formações da Vilariça (Paleogénico), de Bragança (Miocénico a Pliocénico) e Aveleda (Gelasiano) expressam as principais etapas tectónicas de evolução das bacias (Pereira, 2010).

A influência litológica no relevo manifesta-se, à escala regional, sobretudo por grandes geoformas residuais como é o caso das cristas quartzíticas. Estas cristas quartzíticas, constituem maioritariamente afloramentos da Formação do Quartzito Armoricano (Pereira, 2006), nomeadamente a Serra das Barreiras Brancas nas proximidades de Rio de Onor, a Serra de Reboredo em Torre de Moncorvo e a Serra de Mourigo a norte de Vimioso. Estes relevos encontram-se cerca de 300 m acima da Superfície Fundamental e relacionam-se com a estrutura varisca, que é também responsável por um controlo significativo da evolução da rede de drenagem (Galve *et al.*, 2020). Alguns relevos semelhantes estruturam-se em quartzitos do Ordovício Inferior e do Silúrico, como são os casos da Serra de Mogadouro e de Sta. Comba nas proximidades de Mirandela.

À escala local, o relevo também revela a variedade de rochas do substrato varisco. A alternância de bancadas de filitos, metagrauvaques, liditos, quartzitos, etc., é evidenciada por colinas suaves, das quais emergem pequenas cristas, sulcadas pelos vales fluviais encaixados, condicionados por alinhamentos estruturais (Pereira, 2006).

Apesar do exotismo da sua constituição litológica, os maciços de Bragança e Morais não revelam traços geomorfológicos muito específicos. No Maciço de Bragança, os carreamentos destacam-se na morfologia atual, na medida em que põem em contacto diferentes litologias, nalguns casos com comportamentos diferentes face à erosão e limitam diferentes superfícies aplanadas (Pereira *et al.*, 2003). A oeste da FBVM, a superfície melhor conservada situa-se entre 900-950 m *a.s.l.*, na região de Espinhosela, prolongando-se para o sector de Mofreita-Fresulfe. Para norte, na região

Portelo-Montesinho, conservam-se restos de um nível situado entre os 1050 e os 1150 m *a.s.l.*. O limite entre estes blocos é feito sensivelmente pelo limite litológico, por carreamento, entre os gnaisses da sinforma de Espinhosela, a sul, e os metassedimentos para autóctones e autóctones. A norte do Maciço de Bragança, destaca-se o nível aplanado mais elevado, acima dos 1300 m *a.s.l.*, na Serra de Montesinho, definido em granitos (Pereira *et al.*, 2003). No Maciço de Bragança, a rede de drenagem aproveita, sobretudo, alinhamentos tectónicos N90°E, N70°E e N50°W, enquanto nos metassedimentos que o bordejam é condicionada por alinhamentos N30°-N40°E e N120°-N130°E, nas unidades ordovícicas e N10°W, N50°E-N60°E e N100°E nas unidades silúricas (Meireles, 2000a).

Os vales fluviais resultam da combinação do levantamento tectónico cenozoico com a erosão essencialmente pós-Gelasiano. Antes do encaixe da rede atual, a rede fluvial pré-pleistocénica, bem marcada pelos sedimentos cenozoicos, canalizava a carga sedimentar decorrente da erosão do Maciço Ibérico para bacias interiores, em direção à Bacia Cenozoica do Douro em Espanha. Após a colmatação da grande bacia, os sedimentos da Formação de Bragança ficaram retidos nas depressões tectónicas anteriormente referidas e em paleovales situados no planalto mirandês (Pereira, 1997; Pereira, 2006). A ligação entre a drenagem atlântica e as regiões mais interiores da Península Ibérica, dá-se por intermédio do canhão do Douro, escavado cerca de 600 m na Superfície Fundamental da Meseta (Antón *et al.*, 2012; Galve *et al.*, 2020), tendo sido proposta uma idade de 1.9 Ma para esta captura (Silva *et al.*, 2017 *in* Galve *et al.*, 2020). Este acontecimento deu lugar à formação da rede fluvial atual, localmente expressa por tributários do rio Tuela, no contexto da bacia hidrográfica do Douro. A área de estudo, situada na vertente noroeste da Serra da Nogueira, caracteriza-se assim pela forte incisão dos cursos de água. Entre os topos do alinhamento da Serra da Nogueira situados entre os 1320 e 1000 m *a.s.l.* e o fundo dos vales situados a cerca de 570 m *a.s.l.* são visíveis retalhos da superfície elaborada entre os 800 m e os 900 m *a.s.l.*, nomeadamente na povoação de Alimonde, com continuidade para norte entre Conlelas e Castrelos.

3.2. ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO E GEOTECTÓNICO DO MACIÇO IBÉRICO

3.2.1. EVOLUÇÃO DO CONHECIMENTO GEOLÓGICO

É possível a definição de uma zonalidade transversal, do ponto de vista paleogeográfico, tectónico, magmático e metamórfico, no orógeno varisco, no contexto

do Maciço Ibérico (Meireles, 2013). Este pode caracterizar-se pelo domínio de estruturas NW-SE e pelo encurvamento que define o Arco-Ibero-Armoricano. Esta zonalidade é traduzida pela primeira vez por Lotze (1945), cuja zoneografia vem servindo de base para os mais importantes trabalhos de Geologia nesta região, salvo algumas modificações (Matte, 1968; Julivert *et al.*, 1972, 1974; Farias *et al.*, 1987).

Lotze (1945) considera seis zonas, de norte para sul, nas quais divide o Maciço Ibérico: Zona Cantábrica; Zona Ocidental Asturo-Leonesa; Zona Galaico-Castelhana; Zona Lusitano-Oriental Alcudiana; Zona Ossa-Morena; Zona Sul Portuguesa (**Fig. 4**).



Fig. 4 - Zoneografia geotectónica do Varisco Ibérico, de acordo com Lotze (1945) (Meireles, 2013).

A primeira modificação ao trabalho de Lotze (1945), viria a ser efetuada por Matte (1968), em trabalhos desenvolvidos essencialmente no Noroeste Peninsular, definindo cinco zonas, de este para oeste: Zona Asturiana Oriental e Cantábrica; Zona Asturiana Ocidental-Leonesa; Zona da Galiza Oriental; Zona Galiza Média-Trás-os-Montes e Zona Galiza Ocidental-Noroeste de Portugal. Refira-se que este foi o primeiro autor a

referir a Zona Galiza Média–Trás-os-Montes como uma subzona da Zona Centro-Ibérica (Meireles, 2013).

Julivert *et al.* (1972,1974) apresentam uma nova versão da zoneografia geotectónica da Ibéria, também adaptada de Lotze (1945), ainda aplicada pela grande maioria da comunidade geológica ibérica. Integra no seu conceito para a Zona Centro-Ibérica, as Zonas Galaico–Castelhana e Lusitana Oriental–Alcudiana, admitindo também a subzona Galiza Média – Trás-os-Montes como pertencente à Zona Centro-Ibérica (Meireles, 2013) (**Fig. 5**).

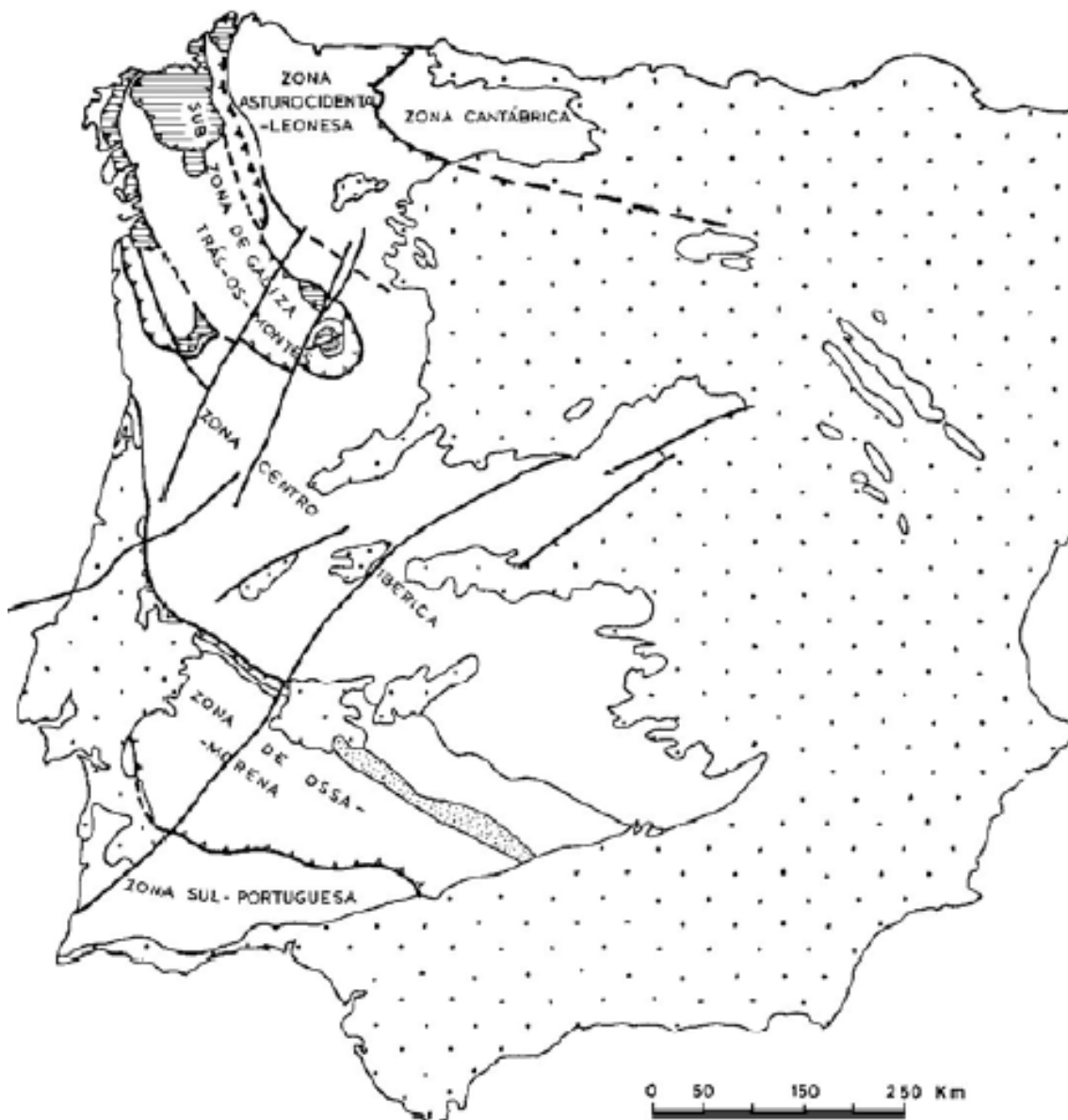


Fig. 5 - Zonas tectonostratigráficas propostas por Julivert *et al.* (1974).

Mais de dez anos mais tarde, a individualização da Zona Galiza–Trás-os-Montes da Zona Centro-Ibérica viria a ser proposta por Farias *et al.* (1987) e Arenas *et al.* (1988), suportando-se nas características estratigráficas e estruturais próprias, que a caracterizam. Dividem-na, assim, em dois domínios alóctones: Domínio Xistoso de Galiza–Trás-os-Montes (inferior) e Domínio dos Complexos Alóctones (superior) (**Fig. 6**).

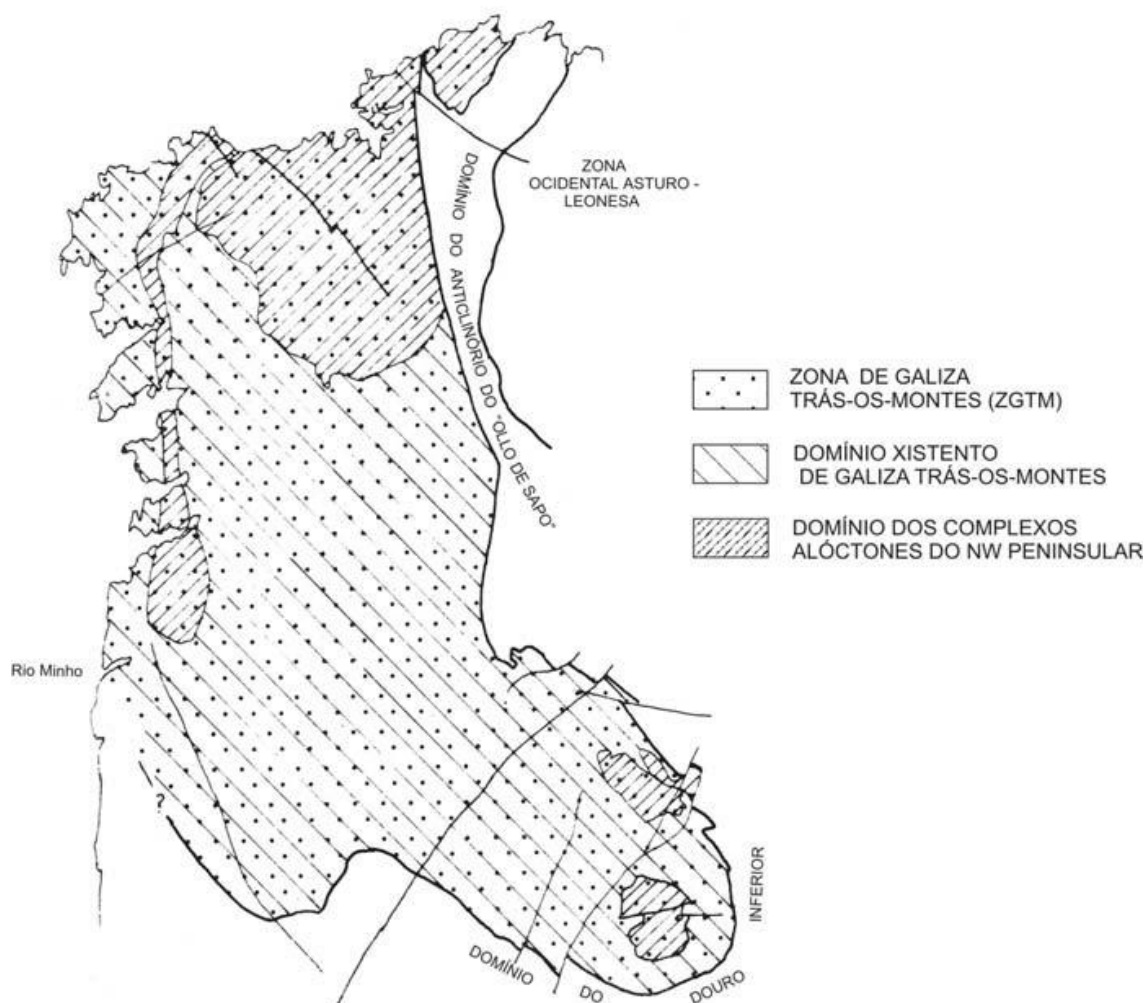


Fig. 6 - Os limites da Zona Galiza-Trás-os-Montes, definidos por Farias *et al.* (1987) (Meireles, 2013 adaptado de Farias *et al.*, 1987).

Julivert & Martínez (1983) dividem, ainda, o Maciço Ibérico, em dois ramos, com base na vergência das suas estruturas – setentrional e meridional – separados pelo cisalhamento Badajoz–Córdoba. Do primeiro, fazem parte as Zona Cantábrica (ZC), Zona Ocidental Asturo–Leonesa (ZOAL), Zona Galiza–Trás-os-Montes (ZGTM) e Zona Centro-Ibérica (ZCI), enquanto que o segundo é constituído pela Zona de Ossa-Morena (ZOM) e Zona Sul-Portuguesa (ZSP) (Meireles, 2013).

Recentemente, Arenas *et al.* (2016a) propõem ainda a definição de uma nova zona no Maciço Ibérico, com a associação das ZGTM e ZOM, naquela que denominariam Zona Galiza–Ossa-Morena.

3.2.2. CARACTERIZAÇÃO TECTONOESTRATIGRÁFICA

À medida que os modelos conceptuais derivados diretamente da teoria da Tectónica de Placas foram sendo considerados insuficientes para a explicação da Geologia Global, foram sendo apresentados os conceitos de *suspect terranes* e *terreno tectonoestratigráfico*, aplicados às cadeias orogénicas Meso-Cenozóicas (Coney *et al.*, 1980 *in* Meireles, 2013). De acordo com Quesada (1990) (*in* Meireles, 2013), o conceito de *terreno* remete para unidades à escala da litosfera. Respeita a fragmentos crustais, que originalmente se encontrariam espacialmente afastados, justapostos.

Ribeiro, *et al.* (1987) viriam a ser os primeiros a aplicar estes conceitos à evolução geodinâmica do Maciço Ibérico, seguidos por diversos trabalhos nos quais se procura dividir este orógeno nos vários terrenos tectonoestratigráficos correspondentes (Quesada, 1989, 1991, 1992; Quesada & Ribeiro, 1989; Ribeiro *et al.*, 1990b; Ribeiro, 2006 *in* Meireles, 2013).

Neste orógeno, os vários terrenos definidos são divididos por: falhas transcorrentes, que dividem diferentes blocos litosféricos originalmente pertencentes ao Bloco Autóctone Ibérico; suturas, definidas pela ocorrência de unidades ofiolíticas, dividindo os terrenos exóticos do autóctone Ibérico (Quesada, 1992 *in* Meireles, 2013). Deste modo, Ribeiro (2006) hierarquiza as diversas unidades geodinâmicas em: unidades de 1ª ordem – *terrenos*; unidades de 2ª ordem – *zonas*. Distingue, assim, sete terrenos (**Fig. 7**):

- Terreno Ibérico (TI) – unidade de origem continental, definida pela imbricação de elementos autóctones e paraútóctones (Proterozóico Sup. – Paleozóico) (Meireles, 2013), que alberga: ZC, ZAOL, ZCI, paraútóctone da ZGTM, com afinidade com a ZCI, e ZOM (Ribeiro, 2006).
- Terreno Sul Português – unidade continental unicamente constituída por rochas do Paleozóico Sup. (Meireles, 2013).
- Terrenos Exóticos – terrenos exumados e carregados sobre os anteriores, sendo estes: Terreno Continental Alóctone; Terreno Ofiolítico do Noroeste Ibérico; Terreno Ofiolítico do Sudoeste Ibérico e Terreno Finisterra (Ribeiro, 2006).
- Terreno Ofiolítico do Noroeste Ibérico – constituinte dos Maciços de Cabo Ortegal, Ordenes, Bragança e Morais; testemunho da obducção da litosfera

oceânica do Oceano Paleotétis sobre o Complexo Alóctone Inferior (Ribeiro, 2006).

- Terreno Ofiolítico do Sudoeste Ibérico – complexos alóctones carregados sobre a Zona de Ossa-Morena (ZOM) (ofiolitos internos da ZOM) (Ribeiro, 2006; Ribeiro *et al.*, 2007), entre eles o complexo ofiolítico de Beja-Acebuches (COBA) (Ribeiro, 2006).
- Terreno Alóctone Continental – terreno continental exótico, de origem infracrustal, carregado sobre o Terreno Ofiolítico do Noroeste Ibérico e sobre o Complexo Alóctone Inferior; evolução policíclica complexa, distinta das restantes unidades do varisco ibérico (complexos polimetamórficos de Cabo Ortegal, Ordenes, Bragança e Morais) (Meireles, 2013).
- Terreno Finisterra – a oeste da zona de cisalhamento Porto–Tomar–Ferreira do Alentejo – possível margem conjugada da ZOM (Ribeiro, 2006).
- Terreno do Pulo do Lobo – génese relacionada com um prisma acrecionário na margem sul da ZOM (Quesada, 1996 *in* Meireles, 2013), considerado parte da ZOM por Ribeiro (2006).

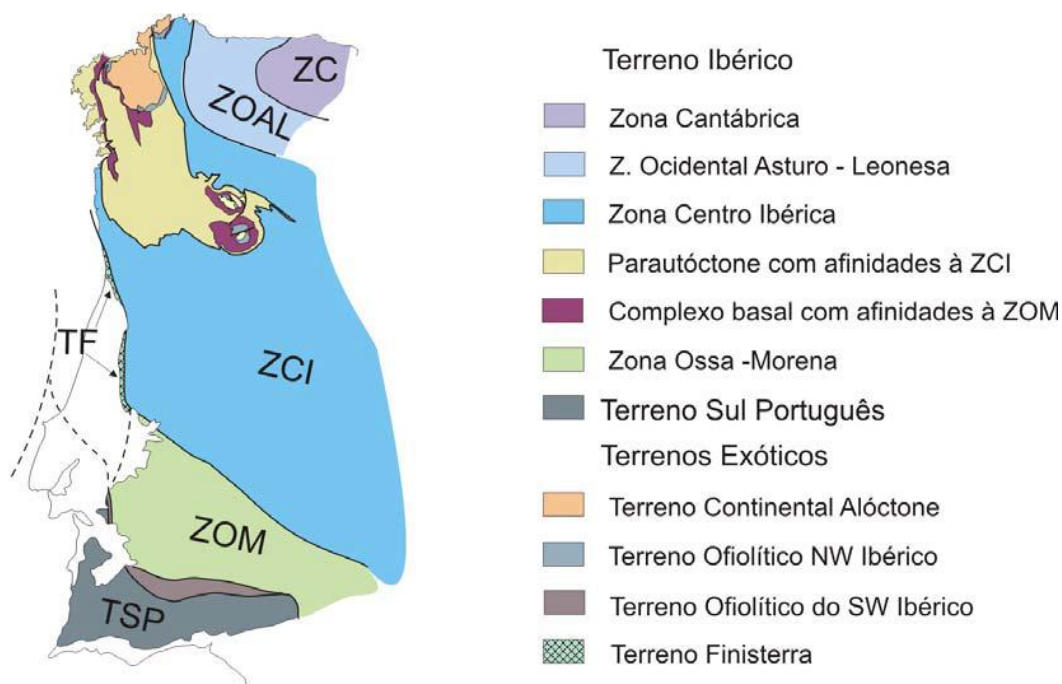


Fig. 7 - Terrenos e zonas tectonoestratigráficas, de acordo com Ribeiro (2006) (Meireles, 2013 adaptado de Ribeiro, 2006).

3.3. ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO REGIONAL

A área selecionada no âmbito do presente projeto de dissertação integra-se no Complexo Alóctone Superior, pertencente à Zona Galiza-Trás-os-Montes (ZGTM), definida por Farias *et al.* (1987) e Arenas *et al.* (1988).

3.3.1. ZONA GALIZA-TRÁS-OS-MONTES (ZGTM)

Como anteriormente referido, Farias *et al.*, (1987) e Arenas *et al.* (1988) definiram a atualmente designada Zona Galiza-Trás-os-Montes (ZGTM), até então considerada uma subzona integrada na Zona Centro-Ibérica (ZCI). Estes autores dividiram-na em dois domínios sobrepostos: Domínio Xistoso (inferior) e Domínio dos Complexos Alóctones de Galiza-Trás-os-Montes (superior). Corresponde à zona mais interna do troço Ibérico da Cadeia Hercínica (Marques, 1994), uma vez que alberga a zona de sutura (Complexo Ofiolítico do NE de Trás-os-Montes) (Pereira, 2006). Este estabelecerá a divisão entre um Terreno Exótico, possivelmente correspondente ao antigo continente Armórica (Ribeiro *et al.*, 2003 *in* Pereira, 2006; Ribeiro *et al.*, 2007) e o Terreno Ibérico, de origem gondwânica.

A ZGTM engloba o conjunto formado pelos maciços transmontanos de Morais e Bragança e os maciços galegos de Ordenes e Cabo Ortegal. Encontra-se separada da ZCI pelo acidente designado por *Main Trás-os-Montes Thrust* (MTMT) (Ribeiro *et al.*, 1990a *in* Pereira, 2006) que marca a transição entre as unidades alóctones – parautoctones e unidades autóctones.

Nos maciços portugueses, é atualmente subdividida em quatro mantos de carreamento ou *nappes* tectónicas (Ries & Shackleton, 1971; Iglésias *et al.*, 1983 *in* Ribeiro *et al.*, 2006) principais, sobrepostas ao autóctone da ZCI (Ribeiro, 2006): Complexo Parautoctone, com afinidade com o autóctone da ZCI; Complexo Alóctone Inferior; Complexo Ofiolítico e Complexo Alóctone Superior (Iglésias *et al.*, 1983; Ribeiro *et al.*, 1990a *in* Meireles, 2013) (**Fig. 8**). Enquadrando esta subdivisão, nos vários terrenos tectonoestratigráficos anteriormente descritos, os Complexos Parautoctone e Alóctone Inferior pertencerão ao Terreno Autóctone Ibérico (TAI), o primeiro apresentando afinidade com a ZCI e o segundo com a ZOM, enquanto que os Complexos Ofiolítico e Alóctone Superior correspondem, respetivamente, aos Terrenos Ofiolíticos do Noroeste Peninsular e ao Terreno Polimetamórfico do Noroeste Peninsular (Meireles, 2013).

A complexa imbricação das unidades alóctones do NW Peninsular, algumas consideradas exóticas, sobre a ZCI, segundo Meireles (2013), remonta à colisão continental dos ramos NE e SW do varisco ibérico, aquando do fecho do oceano Rheic

(Devónico Inf. – Devónico Sup.). Por outras palavras, o empilhamento destas unidades remontará ao orógeno varisco europeu (480–250 Ma), que consistiu no processo colisional diacrónico entre os supercontinentes Laurussia – que albergava os continentes Laurentia, Báltica e Avalónia – e Gondwana (Matte, 2001 *in* Meireles, 2013) e consequente origem do gigante Pangeia. Esta colisão terá, assim, levado à exumação e obducção destas unidades, seguida de colisão das margens continentais, tendo resultado numa estrutura em *flake* tectónica, com subducção e posterior obducção da placa oceânica para este, tendo esta sido transportada por mais de 200 km. Este processo coincidirá com as fases D₁ e D₂ do ciclo varisco (Iglésias *et al.*, 1983; Ribeiro *et al.*, 1990a *in* Meireles, 2013). Por outro lado, Martínez Catalán *et al.* (2007) defendem um modelo de carreamentos subcrustais com subducção para oeste.

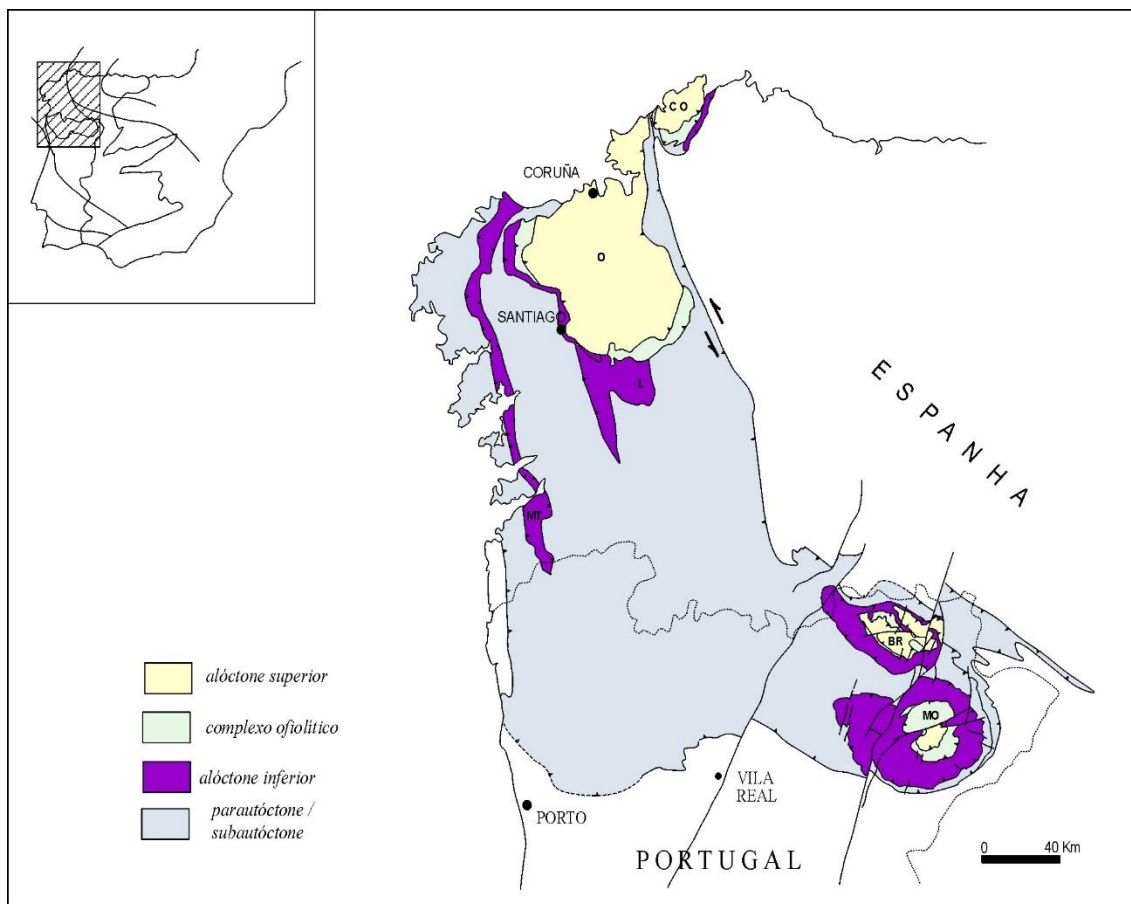


Fig. 8 - Mapa simplificado da Zona Galiza-Trás-os-Montes (Meireles, 2013 adaptado de Ribeiro *et al.*, 1990a; González Clavijo, 1997, 2006).

No Maciço de Bragança, o Terreno Exótico, anteriormente referido, encontra-se materializado por uma sequência infracrustal de alto grau metamórfico (HP/HT), intruída por rochas básicas e ultrabásicas. São ainda observáveis relíquias de eclogitos intercalados em paragneisses (Pereira, 2006).

3.3.2. CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA DO MACIÇO DE BRAGANÇA

O Maciço de Bragança ocupa uma área de, aproximadamente, 800 km², assumindo a forma de uma elipse alongada, com eixo maior orientado NW-SE, com cerca de 30 km de comprimento, e eixo menor com cerca de 15 km. Divide-se em duas sinformas aproximadamente paralelas – Espinhosela–Baçal, a NE, e Vila Boa de Ousilhão–Samil, a SW – de orientação NW-SE, geradas no decurso da D₃ varisca (Ribeiro, 1974 *in* Meireles, 2013), separadas pela designada antiforma de Ladeiro, na qual se encontram formações pertencentes ao topo do grupo centro-transmontano (Marques, 1994). Estas são as responsáveis pela forma alongada que caracteriza o Maciço de Bragança, que é composto pelo conjunto das unidades alóctones e parautóctones, constituintes da ZGTM, separadas por três carreamentos principais, assentando sobre o autóctone da ZCI (Marques, 1994), sendo o CAS a unidade mais representativa neste maciço (**Fig. 9**).

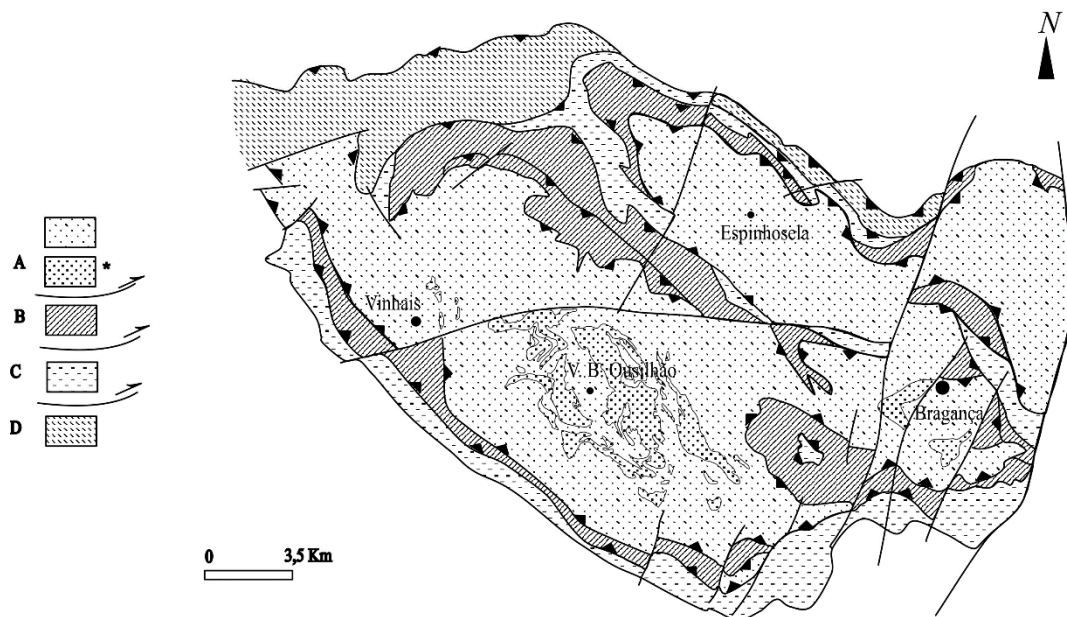


Fig. 9 - Mapa simplificado do Maciço de Bragança: A – Complexo Alóctone Superior – *rochas ultrabásicas; B – Complexo Alóctone Intermédio; C – Complexo Alóctone Inferior; D – Parautóctone (retirado de Lunar *et al.*, 2004).

Alguns autores consideram que o Maciço de Bragança corresponderá a uma antiga subducção precâmblica, decorrente de um processo de colisão continental, reativado aquando da orogenia varisca. Esta terá sido, assim, carregada e transportada concomitantemente com o complexo ofiolítico paleozoico e restantes metassedimentos alóctones do Silúrico (Bridges *et al.*, 1993; Ribeiro *et al.*, 1990a *in* Meireles, 2000a).

3.3.3. COMPLEXO ALÓCTONE SUPERIOR

O Complexo Alóctone Superior (CAS), também designado por Terreno Alóctone Continental (TAC) (Marques, 1994), Terreno Polimetamórfico do Noroeste Peninsular (Ribeiro, 2006), Complexo de Mantos Superiores (Iglésias *et al.*, 1983 *in* Marques, 1994) ou Terreno Polimetamórfico do NE de Trás-os-Montes (Pereira, 2006), corresponde, de acordo com Meireles (2013), ao conjunto dos maciços alóctones do Noroeste Peninsular. Encontra-se separado do Complexo Ofiolítico por um carreamento de base, com presença, no interior da unidade, de imbricações e duplicações estratigráficas, devidas a acidentes tectónicos menores (Pereira, 2006).

Com uma origem infracrustal a supramantélica, alvo de uma intensa e complexa evolução polimetamórfica, anterior à exumação varisca, corresponde, como a própria designação indica, à unidade do topo da *flake* tectónica que caracteriza a ZGTM (Meireles, 2013). É tido como correspondendo a vestígios de um evento de subducção precâmbrica, reativada no Ordovícico e exumada no Devónico, já no decurso do ciclo varisco (Meireles, 2013).

Nos maciços de Bragança e Cabo Ortegal, alberga, fundamentalmente, metaperidotiros, granulitos ácidos e básicos de alta pressão, paragnaisses com *boudins* de eclogitos dos tipos B e C, piroxenitos com e sem granada, metagabros e anfibolitos, estes últimos derivados, por diaforese, dos litótipos básicos (Marques, 1994). De acordo com Pereira (2006), o CAS do Maciço de Bragança é composto por paragnaisses com intercalações de eclogitos e migmatitos, granulitos máficos blastomiloníticos, granulitos félsicos e metaperidotitos com e sem granada.

Encontra-se preservado no núcleo das duas sinformas constituintes do Maciço de Bragança – Vila Boa de Ousilhão e Parâmio-Baçal – (Pereira, 2006), contudo, a sua distribuição nas duas é díspar. Na sinforma de Espinhosela–Baçal o CAS é composto maioritariamente por gnaisses e micaxistos com *boudins* de eclogitos, ortognaisses e granitóides (Anthonioz, 1972; Meireles, 2000a *in* Meireles, 2013), enquanto que na sinforma de Vila Boa de Ousilhão, é dominado por rochas ígneas básicas – anfibolitos, granulitos e gabros – e ultrabásicas – peridotitos (Anthonioz, 1972; Meireles, 2000a).

Alberga, deste modo, unidades catazonais de alto grau metamórfico, que terão sido alvo de um evento tectonometamórfico HP/HT, no decurso do Greenvilliano (1,0–1,1 Ga) (Santos *et al.*, 1997 *in* Pereira, 2006), para além de intrusões de gabros, piroxenitos e peridotitos, que terão sofrido ação de metamorfismo nas fácies granulítica (IP) e anfibolítica (Pereira, 2006). O CAS guarda, desta forma, evidências de processos de metamorfismo na fácies granulítica e mais raros vestígios de metamorfismo na fácies

eclogítica. A maioria dos tipos litológicos que o constituem apresentam graus variados de retrometamorfismo na fácies anfibolítica, que se sucederam ao metamorfismo de alto grau (Marques, 1994). Do ponto de vista tectonometamórfico, foram identificadas, nas fácies metamórficas de alto grau, fases de deformação variscas sobrepostas a fases ante-variscas e variscas precoces (Marques *et al.*, 1991-1992 ; Marques *et al.*, 1996 *in* Pereira, 2006).

3.3.3.1. ROCHAS ULTRABÁSICAS

No que respeita às rochas ultrabásicas, ocupam uma área de cerca de 30 km², no CAS do Maciço de Bragança, encontrando-se associadas a mineralizações de cromite podiforme (Bridges *et al.*, 1993). Não existe ainda consenso relativamente à sua origem. De acordo com os autores referidos, estas corresponderão a um *layer* magmático, com presença de harzburgitos e dunitos, assim como camadas de websteritos, clinopiroxenitos e hornblenditos. Corresponderão a um manto empobrecido, remetendo para um contexto de arco, numa zona de supra-subducção (Bridges *et al.*, 1993). Mais concretamente, constituirão evidências de magmatismo de zona de supra-subducção (SSZ), quer em contexto de *spreading center* a topo de um manto empobrecido (Bridges *et al.*, 1995), quer em contexto de arco na interface crosta/manto (Gil Ibarguchi *et al.*, 1999; Moreno *et al.*, 1999 *in* Meireles, 2013). Esta hipótese é sustentada por dados termobarométricos, que apontam para uma evolução metamórfica complexa, característica de rochas originadas em zona de subducção e depois exumadas (Munhá & Ribeiro, 1986 *in* Meireles, 2013).

Ballèvre *et al.* (2014) e Martínez Catalán *et al.* (2009) referem, por sua vez, estudos geoquímicos de rochas ultrabásicas de Cabo Ortegal, que apontarão também para um contexto de formação destas rochas em ambiente de arco (Santos *et al.*, 2002). De acordo com Martínez Catalán *et al.* (2009, 2014), este arco seria ensiálico e corresponderia a um fragmento peri-Gondwânico, que se teria afastado aquando da abertura do Oceano Rheic.

Por outro lado, Arenas *et al.* (2016b) referem-se às rochas ultramáficas do maciço de Herbeira, pertencente à Unidade de Capelada, constituinte das unidades HP-HT do CAS de Cabo Ortegal, como correspondendo a uma secção de cunha mantélica localizada a topo de uma zona de subducção. Girardeau *et al.* (1989) e Girardeau & Gil Ibarguchi (1991) referem-se à presença de dunitos no interior de camadas piroxeníticas, na região em questão, como resultando, em parte, da fusão parcial de harzburgitos, após a injeção de magma piroxenítico. Classificam as rochas peridotíticas do maciço de

Cabo Ortegal como consistindo, maioritariamente, em harzburgitos com pequenas quantidades de espinela, com menores quantidades de dunitos, com afinidade oceânica, contendo uma camada piroxenítica abundante.

Por sua vez, Moreno *et al.* (2001) levam a cabo um estudo das cromites platiníferas presentes nas rochas ultrabásicas, também no Maciço de Cabo Ortegal. Deste modo, refere que, no Maciço de Bragança, como demonstrado por Bridges (1992) e Bridges *et al.* (1993, 1995), ocorrem também cromititos no seio de *pods* duníticos, à semelhança do que acontece no maciço de Herbeira. Moreno *et al.* (2001) afirmam, assim, que os Maciços de Bragança e Cabo Ortegal fariam parte de um mesmo terreno. Refira-se que, de acordo com Bridges *et al.* (1995), os cromititos de Bragança teriam cristalizado nos níveis superiores do manto, num contexto de arco magmático. Moreno *et al.* (2001) atribuem também esta estrutura em *layer* magmático das rochas ultrabásicas de Cabo Ortegal, a processos ígneos infracrustais, assim como ao facto de estas se encontrarem suprajacentes a tectonitos mantélicos.

À semelhança da interpretação de Bridges *et al.* (1993) relativa às rochas ultrabásicas do Maciço de Bragança, Moreno *et al.* (2001) atribuem às rochas ultrabásicas mineralizadas em cromite, de Cabo Ortegal, uma génese em contexto de supra-subducção. Para além disso, referem que as associações litológicas presentes no maciço de Herbeira e os respetivos padrões de fracionamento das mineralizações de cromite e PGE serão indicativos de que as rochas ultrabásicas de Cabo Ortegal corresponderiam às raízes de um arco magmático.

Estes autores sustentam que as rochas ultramáficas do maciço de Herbeira, Cabo Ortegal, com as referidas semelhanças com as presentes no Maciço de Bragança, corresponderão a uma região infracrustal a supramantélica, subjacente a um arco magmático ordovícico (Bridges *et al.*, 1995; Abati *et al.*, 1999 *in* Moreno *et al.*, 1991), à semelhança, de acordo com estes, do que teria sido também proposto, noutros trabalhos, por Peucat *et al.* (1990) e Santos Zalduegui (1996) e de acordo com as observações de Bridges *et al.* (1995).

Por outro lado, Mateus *et al.* (2016) sustentam que as rochas ígneas básicas e ultrabásicas do CAS corresponderão a testemunhos da instalação de câmaras magmáticas continentais profundas no domínio de transição entre manto superior e crosta inferior. A instalação destas câmaras magmáticas será concomitante com evento litosférico cambro-ordovícico (aprox. 500-480 Ma) de aquecimento até altas temperaturas. Para além disso, de acordo com os autores, a intrusão destas rochas básicas e ultrabásicas, que não apresentam vestígios de deformação pré-varisca, ter-

se-á dado cerca de 100 Ma antes do final da instalação do CAS sobre o Complexo Ofiolítico. Para além disso, estes autores defendem o CAS teria origem na placa Armórica, que se teria separado da Ibéria aquando da abertura do Oceano Paleotétis (aprox. 450-420 Ma), considerado uma bacia *back-arc* do Oceano Rheic.

3.3.3.2. EVOLUÇÃO TECTONOMETAMÓRFICA

A composição litológica do CAS aponta para uma evolução tectonometamórfica mais complexa do que a das restantes unidades alóctones (Meireles, 2013). Isto pode ser suportado pelo facto de as estruturas presentes no CAS não terem expressão ao nível do Complexo Alóctone Intermédio e unidades subjacentes (Meireles, 2000a). Contudo, a história geológica destas rochas não é ainda alvo de consenso, persistindo duas teorias diferentes (Pereira, 2006).

Diversos autores (Ferreira, 1964; Anthonioz, 1972; Ribeiro, 1974; Ribeiro & Pereira, 1986; Marques, 1989; Ribeiro *et al.*, 1990a; Marques *et al.*, 1991-1992 *in* Marques, 1994) referem uma evolução tectonometamórfica de alto grau, para o CAS dos maciços do NW Ibérico, em duas orogenias: uma precâmbrica – cadomiana (Pereira, 2006) – e uma varisca (390-280 Ma), com um episódio de estiramento crustal cambro-ordovício (480-520 Ma) entre as duas. Estes autores baseiam-se nas características geométricas e cinemáticas das estruturas das diversas unidades do CAS e na sua relação com as estruturas encontradas nos mantos de carreamento (Marques, 1994).

Ferreira (1964) (*in* Meireles, 2000a, 2013), advoga a existência de quatro fases de deformação, sendo as duas primeiras precâmblicas. Ainda o mesmo autor, um ano depois de acordo com Marques (1994), atribui três fases de deformação às rochas catazonais da região de Vinhais, extremidade ocidental do CAS do Maciço de Bragança.

Anthonioz (1972) (*in* Marques, 1994), define também quatro fases de deformação nas rochas polimetamórficas do Maciço de Bragança: uma primeira E-W, contemporânea com um primeiro ciclo metamórfico, barroviense; uma fase principal concomitante com um processo de blastomilonitização, acompanhada de uma inversão da zoneografia metamórfica do primeiro ciclo de metamorfismo, das rochas básicas; uma terceira fase, responsável pela estrutura sinforme do maciço; uma quarta fase, de direção NE-SW.

Ribeiro (1974) (*in* Marques, 1994) assume a ocorrência de cinco fases de deformação para o CAS do Maciço de Bragança, apenas quatro destas afetando as rochas catazonais polimetamórficas. Destas fases, a segunda corresponderia à

inversão da zoneografia metamórfica, a quarta fase seria responsável pela estrutura em sinforma, de orientação NW-SE e limitada por cavalgamentos muito inclinados, do Maciço de Bragança e a quinta e última fase caracterizar-se-ia por uma compressão NE-SW, que teria levado à acentuação da estrutura em sinforma do maciço.

Estes dois últimos autores considerariam as primeiras duas fases como precâmblicas, e as terceira, quarta e quinta fases de deformação como correspondentes às D₁, D₂ e D₃ variscas no encaixante paleozoico. Para isso, basear-se-iam nas diferenças geométricas e nas relações deformação-cristalização entre as estruturas do CAS do Maciço de Bragança e as formações encaixantes (Marques, 1994).

Marques (1989) (*in* Marques, 1994), identifica, por sua vez, a ocorrência de oito fases de deformação sobre as rochas polimetamórficas da sinforma de Vila Boa de Ousilhão, das quais D₈ teria sido responsável pela génese das sinformas de Vila Boa de Ousilhão e Espinhosela–Baçal, divididas pelo antiforma de Ladeiro.

Por outro lado, Marques (1994) refere a ocorrência de oito fases de deformação sobre as rochas de alto grau metamórfico do Maciço de Bragança, entre as quais D₁ a D₄ seriam precâmblicas, D₅ seria derivada de um processo distensivo Cambro-Ordovícico e D₆, D₇ e D₈ corresponderiam, respetivamente, às deformações Variscas D₁, D₂ e D₃.

Diversos trabalhos remetem parte da evolução das rochas polimetamórficas dos maciços de Bragança, Morais, Cabo Ortegal e Ordenes a um ciclo orogénico precâmbrico, entre os quais Marques, 1989 e Marques *et al.*, 1991-1992 (*in* Marques, 1994). Os mesmos englobam todas as fases de deformação entre D₁ e D₄, no CAS do Maciço de Bragança, num único ciclo orogénico completo. Atribuem D₁ a um estágio de subducção, provavelmente oceânica, fazendo corresponder os *boudins* de eclogitos encontrados nos paragneisses a uma possível região profunda ou a uma zona sob a crosta de um arco evoluído, representado pelos granulitos félsicos. De acordo com estes autores, a colisão e carreamento das rochas metamórficas para níveis crustais superiores ter-se-á dado em D₂ e D₃. D₄ resultará de um processo de constricção perpendicular à direção de movimento, logo a seguir a D₃. D₅ corresponderá a uma fase extensional, provavelmente de *rifting* continental, que representará o início do ciclo varisco, no Paleozoico Inf..

No que respeita às rochas de alto grau da sinforma de Vila Boa de Ousilhão, foram definidas cinco fases de deformação penetrativa, três destas pré-variscas, encontrando-se as duas primeiras bem marcadas nos granulitos HP/HT, eclogitos e paragneisses (Meireles, 2013). Por outro lado, foi também reconhecido um evento

intrusivo máfico/ultramáfico, entre os episódios precâmbrios D_2 e D_3 (Marques, 1989, 1994; Marques *et al.*, 1991-1992; Marques *et al.*, 1996 ; Santos *et al.*, 1997; Santos, 1998 *in* Meireles, 2013). Isto terá conduzido à formação de cinco *nappes* tectónicas pré-variscas, transportadas e instaladas no varisco (Marques, 1989; Marques *et al.*, 1992; Marques, 1994 *in* Meireles, 2013).

Uma segunda corrente defende, por sua vez, uma evolução tectonometamórfica para o CAS num único ciclo orogénico, Ordovícico, de subducção intra-oceânica, que precederia um fenómeno de exumação devónico (Peucat *et al.*, 1990); Schäfer *et al.*, 1993; Santos Zalduegui *et al.*, 1996 *in* Meireles, 2013). Porém, esta teoria viria a evoluir no sentido de uma evolução poliorogénica.

3.3.3.2.1. FASES DE DEFORMAÇÃO (DEFINIDAS POR MARQUES, 1994)

O mais recente e completo trabalho, de cariz tectónico, que descrimina as diferentes fases de deformação atuantes no CAS do Maciço de Bragança é o de Marques (1994). Este autor identifica cinco fases de deformação distintas – D_1 a D_5 – com um episódio deformacional menor entre D_1 e D_2 , um episódio magmático intrusivo pós- D_2 , episódios deformacionais pós- D_5 e de fraturação tardia. As fases de deformação definidas por Marques (1994), para o CAS do Maciço de Bragança, de um modo sintético, são as seguintes:

(i) D_1 : Caracteriza-se pela génese de uma foliação, possivelmente ainda preservada nos granulitos de Tojal de Pereiros, sob a forma de um bandado metamórfico, formado por recristalização pós-cinemática na fácies granulítica. Distingue-se pela variação nestas rochas do conteúdo em quartzo, diópsido e granada. Note-se que este bandado pode também decorrer de variações composicionais do protólito destas rochas. Por outro lado, a ocorrência de granadas com inclusões de esfena, ilmenite e rútilo em “bola de neve”, nos granulitos tipo 2, eclogitos e gnaisses, será uma evidência da ocorrência de metamorfismo prógrado em regime de deformação não-coaxial sobre as mesmas. Para além disso, regista-se também a ocorrência de foliação e dobras de D_1 , afetadas por processos de recristalização na fácies granulítica e/ou eclogítica, pela blastomilonitização que conduz à retrogradação da maioria dos litótipos e por fases de deformação penetrativas posteriores.

(ii) Deformação entre D_1 e D_2 : Dada a intensidade de D_2 , esta transpõe completamente as estruturas das fases anteriores, quase impossibilitando a caracterização da

geometria das estruturas prévias. A deformação entre estas duas fases caracteriza-se pela formação da foliação milonítica, posteriormente dobrada em D_2 , truncaturas nesta foliação, anterior aos dobramentos e boudinagem de leitos mais competentes.

(iii) D_2 : Caracteriza-se pela ocorrência de deformação em condições de níveis estruturais inferiores, dado o carácter dúctil e penetrativo, a todas as escalas, das estruturas geradas. A esta deformação, juntar-se-á um evento metamórfico na fácies anfibolítica, com reorganização mais ou menos completa das paragénese e estruturas originais. Ter-se-ão formado dobras a diversas escalas, cujas ordens de dobramento atingem amplitudes milimétricas a decamétricas, sobre uma foliação e, por vezes, sobre o bandado metamórfico de alto grau. Estas dobras são acompanhadas por uma foliação milonítica de plano axial.

(iv) Episódio magmático intrusivo: Génese de gabros coroníticos (granulitos tipo 3) e grande parte dos piroxenitos (websteritos com granada) associados, desprovidos de metamorfismo de alto grau e deformação ante- D_3 . Tanto estes gabros, como as sequências peridotíticas-piroxeníticas, apresentam um *layer* magmático, dobrado, que aponta para uma possível origem cumulática. Nos milonitos resultantes da milonitização de granulitos tipo 2, a superfície dobrada corresponde a uma foliação milonítica de D_2 . Isto indica que tanto estes granulitos, como a deformação de D_2 , serão precoces relativamente às rochas ígneas ultrabásicas, tendo estas intruído os granulitos tipo 2, entre D_2 e D_3 . Quanto aos gabros *s.l.*, intruem um substrato granulítico deformado, entre D_2 e D_3 , uma vez que a primeira fase de deformação que os afeta é a D_3 , com estiramento NNE-SSW.

(v) D_3 : Caracterizada por uma deformação típica de níveis crustais inferiores, penetrativa, com carácter geralmente dúctil. Esta deformação faz-se acompanhar por metamorfismo na fácies anfibolítica. Formam-se dobras com ordens de dobramento com amplitudes milimétricas a hectométricas, afetando uma foliação herdada da fase precedente, o *layer* magmático ou, mais raramente, um bandado metamórfico de alto grau. A geometria destas dobras é dependente do comportamento reológico dos vários litótipos. Apresentam charneiras desde perpendiculares até paralelas à lineação de estiramento mineral, consistindo, geralmente, em dobras em bainha. São acompanhadas, de um modo geral, por uma clivagem de plano axial ou em leque ou por

uma foliação milonítica de plano axial. São também originadas zonas de cisalhamento conjugadas, entre outras estruturas extensionais.

(vi) D₄: Marcada por uma deformação característica de um nível estrutural inferior, penetrativa, com carácter, em geral, dúctil. Coincide com metamorfismo na fácies anfibolítica. As dobras formadas apresentam ordens de dobramento com amplitudes na ordem dos milímetros aos decâmetros e, de um modo geral, afetam uma foliação ou clivagem de D₂ ou D₃, o *layer* magmático ou, mais raramente, um bandado metamórfico de alto grau. A sua geometria é variável com o comportamento reológico das diferentes rochas, apresentando charneiras desde perpendiculares a paralelas à lineação de estiramento mineral, correspondendo, geralmente, a dobras em bainha. Fazem-se acompanhar de uma clivagem de plano axial ou em leque ou de uma foliação milonítica de plano axial. São também geradas zonas de cisalhamento dúcteis.

(vii) D₅: Terá ocorrido em condições de um nível estrutural intermédio, de carácter frágil-dúctil, pouco penetrativo, acompanhada de um metamorfismo na fácies anfibolítica/xistos verdes. Gera dobras a várias escalas, com ordens de dobramento com amplitudes milimétricas a hectométricas (e.g. sinforma de Lagarelhos), afetando superfícies herdadas de todas as fases anteriores. É, também, por vezes, visível uma clivagem de crenulação de plano axial de dobras tombadas e apertadas.

(viii) Deformação pós-D₅: Entre a quinta fase de deformação e a fraturação mais tardia, ocorre um regime deformacional local e esporádico, que terá conduzido à génese da sinforma de Vila Boa de Ousilhão. Em termos estruturais caracteriza-se pela presença de: reativação de carreamentos dúcteis de D₄; xistosidade e dobras no carreamento do contacto entre piroxenitos com granada e peridotitos/ gnaisses (perto de Conlelas, na área em estudo) e lineação de estiramento formada com a xistosidade, mais tarde dobrada; redobramento de dobras, conferindo-lhes vergência para E e para NE (a N de Alimonde, na área em estudo); zonas de cisalhamento com xistosidade sigmoidal (ocorre entre Conlelas e Alimonde, na área em estudo, afetando metaperidotitos); cavalgamento, em Cabeço da Pedrosa, com movimento de falha normal, para N, com componente de desligamento esquerdo.

(ix) Fraturação tardia: No que respeita à deformação mais recente, no CAS do Maciço de Bragança, Marques (1994) identificou três sistemas de falhas:

1. desligamentos esquerdos $N80^{\circ}$ – $N100^{\circ}$, com dois acidentes principais identificados: um passa por Castrelos e Vinhais e o outro por Alimonde, Carrazedo e Ousilhão (falha de Cabeço Carro, com forte componente de cavalgamento do bloco N sobre o bloco S), ambos definindo um *graben*;
2. desligamentos esquerdos N-S a $N30^{\circ}$ E, quer subverticais, quer em desligamento esquerdo com componente vertical, quer sob a forma de desligamentos conjugados (Ribeiro, 1974);
3. desligamentos direitos NW-SE com componente vertical.

Regista-se também a presença de estruturas de interferência nas caixas de falha, como por exemplo, xistosidades sigmoidais dobradas por movimentos mais recentes e de sentido oposto ao que lhes deu origem. Ribeiro (1974) ressalva ainda que o desligamento esquerdo do Bairro de Carvalhal, em Vinhais, que passa também por Castrelos, teria começado já a jogar desde a primeira fase de deformação varisca.

3.3.3.2.2. IDADE DA DEFORMAÇÃO E METAMORFISMO

Em Marques (1994), atribui-se a evolução tectonometamórfica do CAS do Maciço de Bragança ao Precâmbrico. Neste trabalho, sintetiza algumas das contribuições que vieram a ser submetidas, para a datação destes processos metamórficos e deformacionais, referidas a seguir.

Por seu lado, Ferreira (1964) considera precâmbrios quer o metamorfismo quer a tectónica das duas primeiras fases de deformação, enquanto que a terceira fase seria já varisca. Não foi muito distinta a contribuição de Anthonioz (1972), que atribuíu os dois ciclos metamórficos e também as duas primeiras fases de deformação ao Precâmbrico. Ribeiro (1974) define 5 fases de deformação, considerando também pré-câmbrias as duas primeiras fases de deformação nas rochas polimetamórficas, fazendo corresponder a terceira à D_1 varisca, a 4ª fase à D_2 varisca e por fim a 5ª fase à D_3 varisca. Ribeiro & Pereira (1986) atribuem também uma idade precâmbrica às rochas polimetamórficas de Morais e Bragança.

Ferreira *et al.* (1988) (*in* Marques, 1994) apresentam várias idades isotópicas para as rochas da região oriental do Maciço de Bragança. Obtêm a idade de 490 Ma (biotites presentes em eclogitos, por contaminação com gnaisses encaixantes) como idade mínima da fácies granulítica, por interação com os gnaisses encaixantes.

Por sua vez, Peucat *et al.* (1990) obtêm idades de U-Pb em zircões de eclogitos de Bragança, atribuindo o valor de 509 Ma à sua idade magmática e 450 Ma ao metamorfismo de alta pressão que sobre estes terá atuado. Este episódio metamórfico

de HP foi interpretado como correspondendo a um episódio de subducção (Munhá & Ribeiro, 1986; Marques *et al.*, 1996). Por outro lado, Dallmeyer *et al.* (1991) (*in* Marques, 1994) publicam idades de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (obtidas em concentrados de anfíbola), atribuindo o valor de 390 Ma à idade mínima do metamorfismo na fácies anfibolítica, que terá afetado os anfibolitos do CAS e do Complexo Alóctone Intermédio (CAI) do Maciço de Bragança.

Foram também publicadas datações Sm-Nd e Rb/Sr, assim como estudos tectonometamórficos, em granulitos de alta pressão, que atribuem uma idade de 1,0–1,1 Ga ao seu metamorfismo e uma idade mínima de 545 Ma à fácies eclogítica, idades que remetem para um evento orogénico pré-varisco. Os gabros associados às intrusões ultrabásicas foram datados de 470 Ma (idade de cristalização) e o metamorfismo retrogradante foi datado de 389 Ma (Marques *et al.*, 1995; Santos *et al.*, 1997; Santos, 1998). Os dados termobarométricos obtidos nos eclogitos e granulitos de alta pressão são indicadores de uma evolução P-T-t no sentido horário e mais complexo do que o que terá afetado os gabros e rochas ultrabásicas associadas. Este metamorfismo é interpretado como correspondendo a um episódio de subducção (Munhá & Ribeiro, 1986; Marques *et al.*, 1996), concomitante com a primeira fase de deformação precâmblica (Marques, 1994). Estes dados vêm, deste modo, corroborar os dados de Peucat *et al.* (1990) para os granulitos e eclogitos.

Por outro lado, a idade isotópica Sm/Nd de 545 Ma e a idade de recristalização metamórfica de 464 Ma, obtidas em gabros do Maciço de Bragança (Marques *et al.*, 1995 *in* Pereira, 2006) permitem a definição de um episódio distensivo que, por sua vez, distingue um ciclo pré-varisco e o ciclo varisco (Pereira, 2006).

Fernández-Suárez, *et al.* (2000) remetem o episódio HP/HT que terá atuado sobre o CAS para os 490-480 Ma, seguido de um episódio aos 390-385 Ma, correspondente ao evento de instalação. Dallmeyer *et al.* (1997) apontam para uma idade de 365 Ma para o retrometamorfismo em fácies dos xistos verdes e episódios deformacionais mais tardios. Estes dados geocronológicos contribuíram para a evolução da teoria da evolução do CAS num único ciclo orogénico, ordovícico (Peucat *et al.*, 1990; Schäfer *et al.*, 1993; Santos Zalduegui *et al.*, 1996), para uma teoria de evolução poliorogénica defendida desde sempre pelos geólogos portugueses (Meireles, 2013).

O modelo poliorogénico sai reforçado por Sánchez Martínez *et al.* (2006), que apresentam uma idade de U-Pb de 1159 ± 39 Ma (em zircões de metagabros da unidade anfibolítica de Purrido, do Maciço de Cabo Ortegal), para a idade de cristalização do protólito. Consideram esta unidade como pertencente a um ofiolito pré-Rodiniano,

originado em contexto de *back-arc*, que teria sido obductado sobre os terrenos Oeste-Africanos, aquando da acreção do Rodínia. Esta unidade permaneceria tectonicamente estável, passando, depois, eventualmente, a constituir parte da margem do Gondwana e envolvida na sutura varisca do NW Ibérico.

4. CARACTERIZAÇÃO DO PROCESSO DE SERPENTINIZAÇÃO

4.1. CONTEXTO GEOTECTÓNICO DO PROCESSO DE SERPENTINIZAÇÃO

As rochas ultrabásicas, particularmente as de origem mantélica, são frequentemente expostas aos agentes da geodinâmica externa, nos fundos oceânicos, nas proximidades e ao longo de cristas, em regiões de movimento tectónico extensional, com exposição de *oceanic core complexes*, por decapagem de intrusões gabroicas ao longo de planos de falha (Blackman *et al.*, 1998; Cann, *et al.*, 1997; Cannat *et al.*, 1995, 2010; Dick *et al.*, 2008; Smith *et al.*, 2006; Tucholke & Lin, 1994 *in* Alt *et al.*, 2013). Podem ocorrer também em contexto de *ultraslow spreading ridges*, simetricamente ao longo da crista (Cannat *et al.*, 2006; Dick *et al.*, 2003; Michael *et al.*, 2003 *in* Alt *et al.*, 2013) e, localmente, em zonas de fraturação e de rifte, em regiões de formação de crosta, com taxas de distensão intermédias e rápidas (Früh-Green *et al.*, 1996; Hekinian *et al.*, 1996 *in* Alt *et al.*, 2013). Por outro lado, estas rochas sofreram um fenómeno de exumação tectónica e por movimentos de transtensão/transpressão ao longo de falhas transformantes (Bonatti *et al.*, 1994, 2005 *in* Boschi *et al.*, 2013).

Esta exposição superficial conduz a interações das rochas ultrabásicas com fluidos hidrotermais ou águas do mar aquecidas, o que leva à sua hidratação e alteração (Rouméjon *et al.*, 2018), através de processos de metamorfismo hidrotermal. Os minerais do grupo da serpentina possuem um conteúdo de cerca de 13% de água, correspondendo ao principal veículo de transporte desta para o interior da Terra (Okamoto *et al.*, 2011).

Alt *et al.* (2013) dividem os processos de serpentinização em: serpentinização a baixa temperatura e a alta temperatura. O processo de serpentinização a baixa temperatura pode ser desencadeado pela circulação de fluidos através de planos de fraturação e de falha, nas proximidades dos fundos oceânicos, com exposição das rochas ultrabásicas dos fundos oceânicos às águas do mar. Os serpentinitos decorrentes deste processo apresentam elevados teores de carbonatos e carbono orgânico, podendo caracterizar-se pela presença de veios carbonatados ou até mesmo consistir em brechas com cimento carbonatado e apresentam teores de enxofre mais elevados do que os peridotitos mantélicos. As suas temperaturas de formação serão inferiores a 120 °C e a exposição local dos seus protólitos a águas marinhas de baixa temperatura, quer nos fundos oceânicos, quer através de falhas superficiais, pode

conduzir à oxidação dos sulfuretos, consequente perda de ião sulfureto e incorporação de sulfatos, a partir das águas marinhas (Alt *et al.*, 2013).

Quanto aos processos de serpentinização a altas temperaturas, são desencadeados, a diferentes profundidades, até à base da crosta, pela canalização de fluidos por falhas de desligamento e falhas associadas e zonas de cisalhamento, em zonas de crista oceânica, por exemplo. O aumento da temperatura pode dever-se a intrusões gabroicas, podendo originar sistemas hidrotermais de alta temperatura (aprox. 350–400 °C), alojados nos corpos ultrabásicos. Estes sistemas hidrotermais podem conduzir, para além da serpentinização destes mesmos corpos ultrabásicos, à deposição de sulfuretos a partir de emanações gasosas em chaminés hidrotermais, no fundo oceânico (Charlou *et al.*, 2002; Douville *et al.*, 2002; McCaig & Harris, 2012; McCaig *et al.*, 2010; Petersen *et al.*, 2009; Schmidt *et al.*, 2007; Seyfried *et al.*, 2004, 2010 *in* Alt *et al.*, 2013). Contudo, este tipo de serpentinização pode também ocorrer na ausência de intrusões gabroicas, com ação de fluidos marinhos em peridotitos quentes (Andreani *et al.*, 2007; Früh-Green *et al.*, 1996; McCaig *et al.*, 2010 *in* Alt *et al.*, 2013). Estes processos tendem a resultar na formação de serpentinitos empobrecidos em ¹⁸O, relativamente aos peridotitos mantélicos, a temperaturas superiores a 200 °C, podendo, em casos extremos, encontrar-se enriquecidos em REE e apresentando altas anomalias de Eu, à semelhança dos gases emanados nos fundos oceânicos, podendo evidenciar uma substituição por talco, por processos metassomáticos siliciosos (Bach *et al.*, 2004; Paulick *et al.*, 2006 *in* Alt *et al.*, 2013). Podem também ocorrer processos semelhantes aos descritos, ao longo de zonas de cisalhamento associadas a desligamentos, desde que sejam capazes de canalizar os fluidos hidrotermais (Boschi *et al.*, 2006; McCaig & Harris, 2012; McCaig *et al.*, 2007; Schwarzenbach *et al.*, 2012 *in* Alt *et al.*, 2013).

Peacock (2001) e Ranero & Sallares (2004) (*in* Alt *et al.*, 2013) sustentam ainda a ocorrência de serpentinização ao nível do manto suboceânico, nas zonas externas das zonas de subducção, com a penetração de fluidos através do manto, levando à sua hidratação, promovida pela fraturação decorrente da flexura litosférica. Para além disso, as cunhas mantélicas das zonas de subducção sofrem a ação de fluidos libertados pela placa subductada, podendo ser arrastada para baixo e libertar fluidos em profundidades mais elevadas (Deschamps *et al.*, 2010; Hattori & Guillot, 2003; Savov *et al.*, 2005; Tatsumi *et al.*, 1986 *in* Alt *et al.*, 2013). Por outro lado, alguns autores advogam ainda que as reações de serpentinização e outras reações de hidratação, no canal de subducção do plano de Benioff, podem também originar fases capazes de transportar água e voláteis para regiões mais profundas das zonas de subducção (Bebout & Barton,

2002; Padrón-Navarta *et al.*, 2010; Spandler *et al.*, 2008 *in* Alt *et al.*, 2013). A serpentina pode mesmo transportar quantidades significativas de água a profundidades superiores a 200 km em zonas de subducção, podendo libertar, por desidratação, voláteis, para a cunha mantélica, podendo desencadear processos de fusão, ou para o próprio manto (Alt *et al.*, 2012, Kerrick & Connolly, 1998 *in* Alt *et al.*, 2013).

4.2. MINERAIS DO GRUPO DO CAULINO-SERPENTINA

Wicks & O'Hanley (1988) (*in* Reynard, 2013) definem o subgrupo da serpentina **[Mg₃Si₂O₅(OH)₄]** como sendo constituído por filossilicatos compostos a partir da imbricação de estruturas laminares tetraédricas-octaédricas, unidas por grupos hidroxilo. A unidade tri-octaédrica é caracterizada pela presença de brucite.

O subgrupo da serpentina é constituído por lizardite, antigorite e crisótilo. A **lizardite** é o mineral com uma estrutura mais simples, sendo definida pelo simples empilhamento de camadas laminares planares. Corresponde a uma variedade de baixa temperatura, inferior a 300°C (Evans, 2004; Reynard, 2013). A **antigorite** possui uma estrutura enrugada, com inversão regular das camadas ao longo de uma dada direcção (Reynard, 2013). Trata-se de uma variedade de serpentina formada a altas temperaturas (Evans, 2004; Reynard, 2013). O **crisótilo**, por sua vez, apresenta nanoestruturas cilíndricas (Yada, 1967 *in* Baronnet *et al.*, 2007). Corresponde a uma fase mineral metastável, originada em ambientes de baixa pressão, com forte presença de água, em fases tardias de descompressão (Reynard, 2013). Existem ainda variedades de serpentina com estrutura de tubos poligonais (Middleton & Whittaker, 1976; Baronnet & Devouard, 2005 *in* Baronnet *et al.*, 2007) e estruturas cónicas (Baronnet *et al.*, 2007; Yada & Iishi, 1977).

5. TRABALHO DE CAMPO, MATERIAIS E TÉCNICAS ANALÍTICAS

5.1. TRABALHO DE CAMPO E AMOSTRAGEM

No âmbito do presente trabalho, foram recolhidas um total de 19 amostras (**Tabela 2**) nas proximidades da localidade de Alimonde (Bragança), de litótipos pertencentes ao Complexo Alóctone Superior (CAS) do Maciço de Bragança (**AL-1 a AL-19**). A **Fig. 10** ilustra a distribuição dos locais de amostragem na região de Alimonde e suas proximidades. As características macroscópicas dos litótipos observados e amostrados encontram-se sintetizadas na **Tabela 1**.

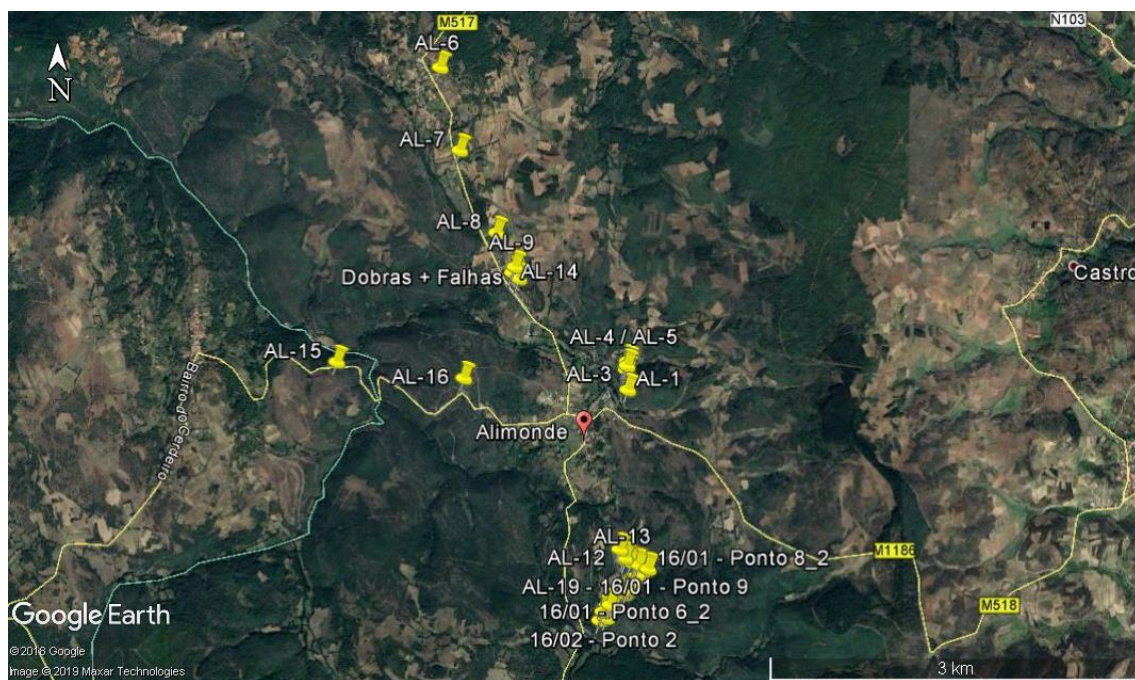


Fig. 10 - Localização da povoação de Alimonde (imagem de Google Earth Pro).

A campanha de amostragem de **AL-1 a AL-5**, foi levada a cabo região NE da povoação de Alimonde, num caminho a N do troço da Estrada Municipal (EM) 1186 que, juntamente com a EM518, liga as localidades de Alimonde e de Formil. Neste local, foram identificadas e amostradas rochas ultrabásicas, com diferentes graus de alteração hidrotermal. O afloramento que marca o início do trilho é constituído por dunito fortemente serpentinizado e tectonizado (**AL-1**) (**Fig. 11**), no qual é notória a forte atividade tectónica que afeta o Maciço de Bragança. Foi identificada uma falha (N43°E/44°NW) com uma caixa de falha de 2,90 m de largura, na qual foram

identificadas pequenas estruturas sigmoidais indicativas da ocorrência de um cisalhamento dextro, com movimento normal ao longo da falha. Associada a esta falha, encontra-se uma outra falha, tardia relativamente à primeira, descrevendo, em conjunto com esta, uma estrutura *boudinada*. A deformação em regime frágil é também assinalada pelo seu forte diaclasamento segundo as direções preferenciais N10°W/48°E e N13°W/46°E. Por outro lado, o processo de alteração hidrotermal do dunito mostra-se intimamente associado à sua forte deformação frágil, através da intensa serpentinização com formação de talco, associada a planos de diaclasamento de orientação preferencial N22°E/43°NW e N7°W/68°W.

Foi identificado, cerca de 150m a N, um afloramento de piroxenito (**AL-2**), caracterizado por uma cor de alteração acinzentada e uma lineação de estiramento mineral 60/310, definida por minerais do grupo das piroxenas. É visível o contacto, nítido e brusco, entre o piroxenito descrito e o dunito (**Fig. 12**).



Fig. 11 - Esboço da fraturação do afloramento dunítico fortemente tectonizado e serpentinizado (corte orientado N28°W-N152°). 1 - falha N43°E/44°NW, abertura de 2,90m; 2 - falha N140°/Sub-V.



Fig. 12 - Contacto dunito-piroxenito.

Foi novamente amostrado dunito (**AL-3**), com mineralização de cromite perceptível à vista desarmada, cerca de 40 m a N, numa antiga exploração de cromite. Observa-se, à escala do afloramento o *layer* magmático que caracteriza os níveis de rochas ultrabásicas do CAS do Maciço de Bragança, no contacto do dunito com níveis horneblendíticos, de granulometria grosseira, e com o piroxenito anteriormente descrito (**Fig. 13**).

O *layer* magmático é novamente visível 40 m a N, com o contacto entre níveis peridotíticos oxidados, níveis duníticos serpentinizados, mineralizados em cromite (**AL-4**), níveis de horneblenditos, compostos por uma paragénese mineral de horneblenda+flogopite (**AL-5**), com um grau de alteração muito significativo e níveis piroxeníticos (**Figs. 14 e 15**).

As amostras **AL-6**, **AL-7**, **AL-8**, **AL-9.1**, **AL-9.2** e **AL-14** foram recolhidas ao longo de taludes da Estrada Municipal 517 e terrenos adjacentes a estes, correspondendo as quatro primeiras a blastomilonitos e as duas demais a rochas duníticas. A primeira foi amostrada nas imediações de Conlelas, à face da EM517, apresentando um bandado blastomilonítico de orientação N4°E/ 25°W.



Fig. 13 - Contacto entre os níveis duníticos (rocha mais clara) e os níveis piroxeníticos (rocha com tom cinzento) (corte N15°W-N165°).



Fig. 14 - *Layer* magmático (tracejado); topo da fotografia - peridotito com oxidação evidente (rocha vermelha); base da fotografia - dunito e piroxenito.



Fig. 15 – *Layer* magmático (tracejado) entre os níveis piroxeníticos (acima) e hornblendíticos (abaixo).

Os demais afloramentos foram amostrados, também ao longo da estrada EM517, a S de Conlelas e a N de Alimonde. A amostra **AL-7** corresponde a um afloramento blastomilonítico, com textura granular visível e presença de granada perceptível à vista, de muito elevada dureza.

O blastomilonito **AL-8** caracteriza-se pela presença de uma foliação N30°E/35°NW (**Fig. 16**). Foi amostrado numa zona de contacto entre a formação de alto grau metamórfico (a E) e os níveis ultrabásicos, neste caso duníticos (a W). O afloramento encontra-se fortemente afetado pela tectónica regional, marcada pela presença de uma caixa de falha de grandes dimensões (**Fig. 17**), afetando os níveis duníticos.



Fig. 16 - Afloramento blastomilonítico (**AL-8**), com foliação N30°E/35°NW.

O afloramento **AL-9** situa-se no que se assemelha a uma antiga pedreira ou exploração mineira. Afloram blastomilonitos (**AL-9.1**), assim como peridotitos, contendo mineralizações de cromite, com diferentes graus de alteração. A amostra **AL-9.2** corresponde a um dunito fortemente serpentinizado, assim como a amostra **AL-14**, aflorante cerca de 20 m a SW. É bem visível, à escala do afloramento, a estrutura em *layer* magmático destas rochas ultrabásicas, com uma foliação tectónica já sobreposta ao *layer* (**Fig. 18**). É perceptível o efeito da tectónica regional, com forte deformação frágil,

materializada por uma intensa fraturação, segundo as direções preferenciais: N156°E/72° SW (com estrias de deslizamento verticais e sub-horizontais) e N57°E/69°NW. O afloramento encontra-se também marcado pela presença de uma falha N150°E/44°NE. Paralelamente ao *layer*, junto ao contacto com a formação blastomilonítica, o dunito encontra-se já milonitizado.



Fig. 17 - Caixa de falha de grandes dimensões, afetando os níveis duniticos.



Fig. 18 - Estrutura em *layer* magmático das rochas ultrabásicas, com foliação tectónica sobreposta.

Cerca de 50 m a SE, a deformação dúctil é intensa, com forte ocorrência de dobras geometricamente diversas, entre as quais dobras em bainha (**Fig. 19**).



Fig. 19 - Intensa deformação dúctil, materializada pela ocorrência de dobras em bainha.

As amostras **AL-15** e **AL-16**, foram recolhidas nas proximidades da EM1186, a W de Alimonde. A primeira foi amostrada num afloramento dunítico fortemente serpentizado, à face da EM1186, enquanto que a segunda foi recolhida numa antiga área de pesquisa mineira de cromite do Serviço de Fomento Mineiro, também à face da EM1186. Nesta antiga exploração, o afloramento dunítico demonstra diversos sinais de deformação dúctil, tendo sido assinaladas duas dobras distintas: uma de eixo horizontal e plano axial N130°E/V, formada em regime mais frágil; uma segunda, de eixo 10/300 e plano axial N125°E/23°SW, com foliação paralela, gerada em regime de maior ductilidade, precocemente em relação à anterior (**Fig. 20**). Não é perceptível, no afloramento descrito, a estratificação magmática destas rochas ultrabásicas, dada a intensa deformação tectónica, que levou à milonitização do dunito.



Fig. 20 - Dobra de eixo 10/300 e foliação de plano axial N125°E/23°SW.

As amostras **AL-10**, **AL-11**, **AL-12**, **AL-13**, **AL-17**, **AL-18**, **AL-19** foram recolhidas em afloramentos situados a S de Alimonde, ao longo de um trilho assinalado, a E do troço da EM1186 que liga Alimonde e Carrazedo. No setor inicial do mesmo, ainda nas proximidades da EM1186, é possível observar uma falha de cisalhamento tardia, possivelmente varisca, com movimento esquerdo ao longo da direção N90°E/V, sinal da forte tectonização do maciço. Prosseguindo 20 m para E, a tectónica regional manifesta-se sob a forma de uma foliação N290°E/78°NE, sendo que, 20 m a N deste local, observa-se pela primeira vez, neste setor, o contacto entre os níveis de rochas ultrabásicas e as unidades de alto grau metamórfico, blastomiloníticas. Este contacto é aparentemente tectónico e com forte deformação das rochas ultrabásicas, sobrepostas aos blastomilonitos, cuja foliação se encontra orientada N166°E/40°SW. Ao longo do percurso, 20 m a NE, é observável uma foliação tectónica nos níveis ultrabásicos, de orientação N160°E/80°S. Prosseguindo 20 m para NE, aflora a formação dos Gnaisses de Conlelas, com um bandado N154°E/Sub-V (S). Trata-se, neste setor, de um gnaisse milonítico, marcado por uma forte lineação de crenulação sobreposta a uma outra, de estiramento, esta segunda assinalada pela orientação dos cristais de moscovite. Esta formação terá, deste modo, sofrido, ao nível do afloramento estudado, um processo de blastese sin-tectónica, concomitante com o evento tectónico responsável pela milonitização do próprio gnaisse. Avançando 50 m ao longo do percurso, em direção a NE, observa-se o contacto deste gnaisse com as rochas ultrabásicas, fortemente serpentinizadas, a teto (**Figs. 21 e 22**). A teto destas aflora, por sua vez, um nível de picrito (Marques, 1989, 1994) (**Fig. 23**), tectonicamente instalado, recolhido para amostragem (**AL-17**). Esta rocha apresenta uma tonalidade amarelada, devida a processos de oxidação, e um aspeto poroso, característico das rochas basálticas.

Os níveis de rochas ultrabásicas foram uma vez mais amostrados, aproximadamente 10 m a NE do ponto de amostragem anterior, onde afloram peridotitos (**AL-10**) e bronzititos (**AL-11**), este segundo com cristais de bronzite (uma variedade de enstatite, de acordo com Morimoto *et al.*, 1988) perceptíveis à vista desarmada. O afloramento encontra-se afetado por um plano de falha N110°E/60°N, com movimento marcado por estrias orientadas 40/110. Observa-se também um afloramento dunítico afetado por uma foliação tectónica N176°E/V.

A zona mais fortemente deformada do acidente tectónico encontra-se 40 m a NE, onde ocorre um corredor de deformação marcado por uma muito intensa cataclase das rochas ultrabásicas serpentinizadas (**Fig. 24**). Cerca de 40 m a NE observa-se a cataclase do material mais antigo, paralelamente a uma foliação orientada N43°E/

36°SE, na rocha dunítica, com veios de serpentina, cuja interseção com a superfície do afloramento descreve uma lineação 65/335 (**Fig. 25**).



Fig. 21 - Contacto entre o picrito, a teto, e as rochas ultrabásicas, fortemente tectonizadas, a muro.



Fig. 22 - Pormenor das rochas ultrabásicas fortemente tectonizadas e serpentinizadas.

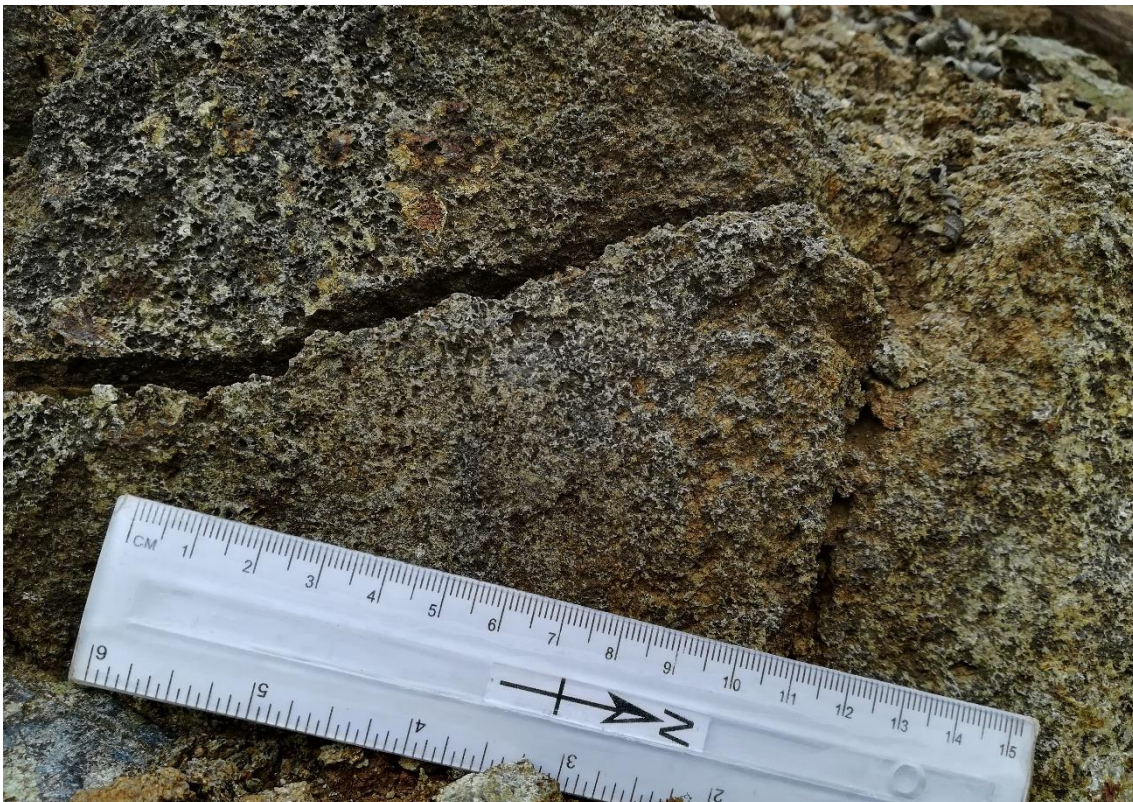


Fig. 23 – Picrito (Marques, 1989, 1994).



Fig. 24 - Corredor de deformação com intensa cataclase das rochas ultrabásicas serpentinizadas.



Fig. 25 - Veios de serpentina na rocha dunítica.

Nesta zona, foi amostrado um *boudin* de bronzitito (**AL-18**), com uma zona de milonitização adjacente (**Fig. 27**). O *layer* dunítico foi identificado, uma vez mais, cerca de 50 m a NE, com uma foliação tectónica aproximadamente horizontal (**Figs. 26 e 28**). Foi possível amostrar o próprio *layer*, 40 m a NW, transportado e dobrado, por ação tectónica, marcado pela alternância entre peridotitos e bronzititos (**AL-19**) (**Fig. 29**). Os dunitos encontram-se serpentinizados e tectonizados, ocorrendo também num *boudin* dunítico associado a um acidente esquerdo E-W (**Fig. 30**). Neste dunito, foi possível identificar a direção N130°E para o *layer* magmático (**Fig. 31**) que, cerca de 20 m a NW, se encontra dobrado (**Fig. 32**), registando uma orientação geral de N123°E/75°SW.



Fig. 26 - Foliação horizontal no *layer* dunítico.

A atividade tectónica atuante sobre o maciço manifesta-se, uma vez mais, 10 m a NW, sob a forma de uma caixa de falha N87°E/50°N (**Fig. 33**), tendo sido recolhido material para amostragem no seu interior (**AL-13**). Foi identificado, 10m a NW, um corpo hornblendítico, de granulometria grosseira, fortemente deformado e alterado (**Figs. 34 e 35**). O maciço apresenta-se deformado num regime frágil-dúctil, com formação de corpos sigmoidais, que registam movimento com topo para NE (**Fig. 36**).



Fig. 27 - *Boudin* de bronzitito, com zona de milonitização adjacente.



Fig. 28 - Foliação horizontal no *layer* dunitico.



Fig. 29 - *Layer* magmático marcado pela alternância entre peridotitos e bronzititos (AL-19).



Fig. 30 - *Boudin* dunítico.



Fig. 31 - *Layer* magmático (N130°E).



Fig. 32 – *Layer* magmático, com forte deformação dúctil.



Fig. 33 - Caixa de falha N87°E/50°N (AL-13).



Fig. 34 - Corpo hornblendítico, fortemente deformado e alterado.



Fig. 35 - Hornblendito de textura grosseira.



Fig. 36 - Corpos sigmoidais com movimento com topo para NE, evidenciando um regime de deformação frágil-dúctil.

Foram novamente identificadas e amostradas, aproximadamente 60m a NW, mineralizações de cromite no seio de corpos duníticos **(AL-12)**.

Tabela 1 - Síntese das propriedades macroscópicas dos vários litótipos amostrados.

Litótipo	Propriedades macroscópicas
Blastomilonito	Elevada dureza; por vezes apresenta uma textura granular visível; granada visível, em alguns afloramentos, à vista desarmada; identificadas as atitudes N4°E/ 25°W, N30°E/35°NW e N166°E/40°SW para a foliação blastomilonítica.
Dunito	Cor negra; mineralizações de cromite perceptíveis à vista desarmada; estrutura em <i>layer</i> magmático; evidências de deformação frágil.
Dunito serpentizado	Diferentes cores de alteração (branco e verde nos afloramentos em que a alteração é mais intensa, por vezes com aparente presença de talco; estrutura, por vezes, milonítica, nos afloramentos mais afetados pela tectónica regional; aspeto, por vezes, cataclásado; foliação tectónica por vezes sobreposta ao <i>layer</i> magmático; mineralizações de cromite visíveis à vista desarmada.
Peridotito	Cor escura, quando fresco; diferentes graus de alteração; mineralizações de cromite; estrutura em <i>layer</i> magmático; evidências de deformação frágil e dúctil; estrutura milonítica, nos afloramentos mais afetados pela tectónica regional; evidências, em alguns afloramentos, de uma foliação tectónica.
Piroxenito	Cor de alteração acinzentada; num dos afloramentos apresenta uma lineação de estiramento mineral 60/310, definida por minerais do grupo das piroxenas; estrutura em <i>layer</i> magmático.
Bronzitito	Cor clara; bronzite (enstatite) visível à vista desarmada (tom bronze e brilho submetálico nos planos de clivagem); estrutura em <i>layer</i> magmático.
Horneblendito	Alteração muito intensa; cor castanha; textura grosseira, com cristais centimétricos de horneblenda; estrutura em <i>layer</i> magmático.
Picrito	Tonalidade amarelada; aspeto poroso; aparentemente tectonicamente instalado.

Na **Tabela 2**, como acima referido, encontram-se indicadas as coordenadas dos vários pontos de amostragem, assim como o litótipo correspondente a cada amostra e as técnicas analíticas a que estas foram submetidas.

Tabela 2 - Localização e análises das amostras recolhidas; ND – não definido.

Amostra	Coordenadas		Litótipo	Técnicas analíticas					
	Latitude	Longitude		Análise petrográfica de luz transmitida	Análise petrográfica de luz refletida	XRF	SEM-EDS	FTIR	Raman
AL-1	41,800413°	-6,884221°	Dunito serpentizado						
AL-2	41,801841°	-6,884373°	Piroxenito						
AL-3	41,802151°	-6,884291°	Dunito						
AL-4	41,802465°	-6,884281°	Dunito						
AL-5	41,802465°	-6,884281°	Horneblendito						
AL-6	41,823694°	-6,902459°	ND						
AL-7	41,817706°	-6,900544°	Blastomilonito						
AL-8	41,811758°	-6,896965°	Blastomilonito						
AL-9.1	41,809296°	-6,895186°	Blastomilonito						
AL-9.2	41,809296°	-6,895186°	Dunito serpentizado	X	X	X	X		
AL-10	41,785813°	-6,884379°	Peridotito	X	X	X	X		
AL-11	41,785813°	-6,884379°	Bronzitito						
AL-12	41,788890°	-6,885000°	Dunito			X		X	
AL-13	41,788060°	-6,884444°	ND						
AL-14	41,808860°	-6,895417°	Dunito serpentizado	X	X	X	X	X	
AL-15	41,802420°	-6,912500°	Dunito	X	X	X	X	X	X
AL-16	41,801257°	-6,900148°	Dunito	X	X	X	X		
AL-17	41,785656°	-6,884511°	Picrito	X	X	X	X		
AL-18	41,787048°	-6,882855°	Piroxenito (Bronzitito)	X	X	X	X		
AL-19	41,787758°	-6,883160°	Peridotito/ bronzitito	X	X		X		

Foi ainda levada a cabo a análise por difração de raios-X (XRD) de uma amostra monominerálica de cor branca (L2), uma amostra monominerálica de cor verde (L1), correspondentes a veios milimétricos provenientes de dunitos alterados, e uma amostra de rocha alterada (DC).

5.2. TÉCNICAS ANALÍTICAS

5.2.1. ANÁLISE PETROGRÁFICA

5.2.1.1. PREPARAÇÃO DAS AMOSTRAS

Após a recolha das amostras, procedeu-se ao seu corte segundo planos preferências, por forma a obter fragmentos das mesmas com dimensões favoráveis à produção de lâminas polidas. Estas foram preparadas no laboratório de preparação de amostras do Departamento de Geologia, Ambiente e Ordenamento do Território (DGAOT) da Faculdade de Ciências da Universidade do Porto (FCUP), tendo sido preparadas 8 lâminas polidas, a partir das amostras: **AL-9.2, AL-10, AL-14, AL-15, AL-16, AL-17, AL-18 e AL-19**, correspondentes a litótipos ultrabásicos.

5.2.1.2. MICROSCOPIA ÓPTICA DE LUZ POLARIZADA TRANSMITIDA

Após a preparação das amostras e produção de lâminas polidas, procedeu-se ao estudo petrográfico dos respetivos minerais não-opacos, por microscopia óptica de luz polarizada refletida. Nesta análise, foi utilizado um microscópio petrográfico de luz polarizada transmitida e refletida *LEICA DM LSP*, com uma câmara fotográfica *Leica ICC50HD* acoplada, com o *software* de captura de imagem *LAS EZ V2.0.0*. (**Fig. 37**). A análise foi levada a cabo num dos laboratórios de óptica do DGAOT.

5.2.1.3. MICROSCOPIA ÓPTICA DE LUZ POLARIZADA REFLETIDA

O estudo petrográfico dos minerais opacos foi também levado a cabo num dos laboratórios de óptica do DGAOT, com recurso a um microscópio petrográfico de luz polarizada transmitida e refletida *LEICA DM LSP*, com uma câmara fotográfica *Leica ICC50HD* acoplada, com o *software* de captura de imagem *LAS EZ V2.0.0*. (**Fig. 37**).



Fig. 37 - Microscópio petrográfico de luz polarizada transmitida e refletida *LEICA DM LSP*, com uma câmara *Leica ICC50HD* acoplada e *software* de captura de imagem *LAS EZ V2.0.0*.

5.2.2. ESTUDO MINERALÓGICO E GEOQUÍMICO

Dois dos objetivos do presente trabalho de dissertação passam pelo estudo geoquímico de rocha total e identificação das fases minerais presentes nas rochas ultrabásicas do CAS da região de Alimonde, nomeadamente minerais de neoformação, decorrentes da alteração das fases primárias. O estudo geoquímico foi levado a cabo a partir da técnica de espectroscopia de fluorescência de raios-X (XRF), enquanto que para a análise mineralógica das fases de alteração recorreu-se às técnicas de microscopia

electrónica de varrimento com análise por espectroscopia de energia dispersiva de raios-X (SEM-EDS), espectroscopia de infravermelho (FTIR) e espectroscopia Raman.

5.2.2.1. MICROSCOPIA ELETRÓNICA DE VARRIMENTO COM ANÁLISE POR ESPETROSCOPIA DE ENERGIA DISPERSIVA DE RAIOS-X (SEM-EDS)

5.2.2.1.1. FUNDAMENTOS

A técnica de microscopia eletrónica de varrimento (SEM – *scanning electron microscopy*) consiste, em traços gerais na incidência de um feixe de eletrões, que percorre a amostra em linhas sucessivas, transmitindo o sinal de um detetor para uma tela catódica sincronizada com o varrimento do feixe. O sinal da imagem obtida, é gerado através da interação entre o feixe de eletrões e a superfície da amostra em estudo, produzindo eletrões e fotões, captados por detetores e convertidos num sinal de vídeo. Na maioria dos casos, por um filamento de tungsténio (W) aquecido, que opera numa gama de tensões de aceleração entre 1 e 50 kV. O feixe é acelerado pela alta tensão entre o filamento e o ânodo e depois focalizado na amostra, através de três lentes eletromagnéticas (Dedavid *et al.*, 2007).

Parte dos eletrões do feixe primário, quando incide na amostra, difunde-se, produzindo um volume de interação, cuja forma depende, principalmente da tensão de aceleração e do número atómico da amostra, no qual os eletrões e ondas eletromagnéticas produzidas são utilizados para produzir uma imagem ou efetuar análises físico-químicas. As partículas e/ou radiação eletromagnética decorrentes da interação do feixe com a amostra, para que sejam detetados, voltam à superfície da amostra e atingem o detetor. A resolução espacial é dependente da energia com que estas partículas ou radiações atingem ou são capturadas pelo detetor. Uma vez que uma amostra pode emitir diferentes sinais, sendo os mais utilizados para a formação de imagens os originários de eletrões secundários e de eletrões retrodifundidos, as imagens obtidas podem ter também diferentes características (Dedavid *et al.*, 2007).

Os eletrões retrodifundidos (BSE – *backscattered electrons*), utilizados no caso do presente trabalho, encontram-se numa gama de energia variável entre 50 eV e o valor da energia do eletrão primário. O sinal obtido a partir destes eletrões resulta das interações numa região mais interna da amostra, proveniente de uma região do volume de interação que abrange um diâmetro superior ao do feixe primário. Deste modo, estes permitem obter uma informação topográfica e composicional da amostra (Dedavid *et al.*, 2007).

No que respeita à análise EDS, faz uso da capacidade de deteção de radiação na gama dos raios-X, aquando da incidência numa amostra de um feixe de eletrões de

alta energia. Os raios-X são detetados a partir de um espectrómetro de energia dispersiva, com a capacidade de separar raios-X com diferentes níveis de energia. Em traços gerais, quando o feixe de eletrões incide sobre a amostra, é gerada radiação na gama de comprimentos de onda dos raios-X, que é libertada pela amostra e atinge um detetor, originando um pulso no detetor, convertida num pulso de tensão elétrica, com uma amplitude concordante com a energia dos raios-X. Este pulso de tensão é convertido num sinal digital, acrescentando uma contagem ao respetivo nível de energia e as contagens acumuladas produzem um espectro de raios-X¹.

5.2.2.1.2. PROCEDIMENTO/ EQUIPAMENTO

Foram analisadas, pela técnica de SEM-EDS, as lâminas polidas preparadas para análise petrográfica, correspondentes às amostras **AL-9.2**, **AL-10**, **AL-14**, **AL-15**, **AL-16**, **AL-17**, **AL-18**, **AL-19**. Este estudo teve por objetivo uma identificação mais eficiente das fases metálicas presentes nas rochas em estudo (minerais opacos), através da recolha de imagens de eletrões reterodifundidos (*backscattered electrons*), mais detalhadas do que as obtidas da análise petrográfica, e da sua composição química maioritária, obtida, em percentagem, a partir da análise EDS. Esta análise permitiu uma quantificação dos elementos presentes nos campos selecionados aquando da análise petrográfica das amostras, obtenção dos respetivos espectros EDS e mapeamento dos campos com base nos elementos químicos presentes.

Para esta análise, foi utilizado um microscópio eletrónico de varrimento *Hitachi FlexSEM 1000 Scanning Electron Microscope*, acoplado a um sistema *Bruker QUANTAX*

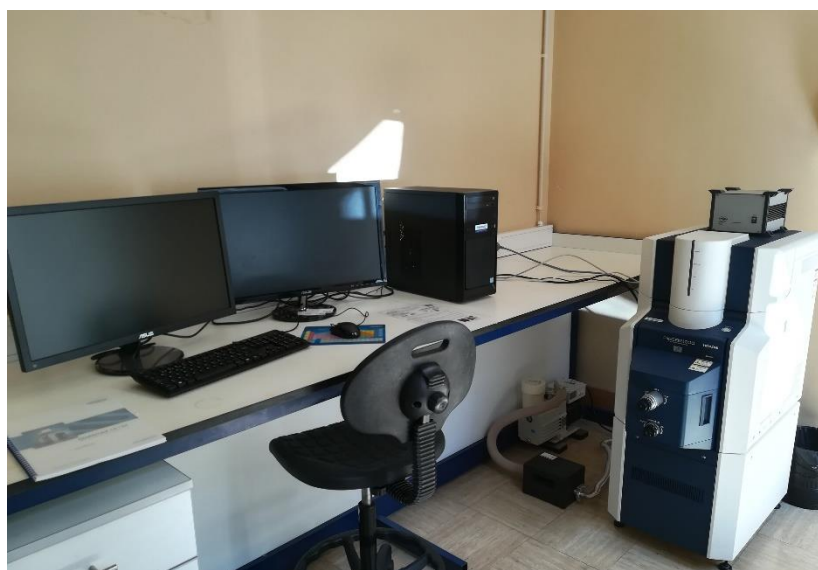


Fig. 38 - Equipamento SED-EDS utilizado.

¹ (Heath & Taylor, Eds. (2015) – Energy Dispersive Spectroscopy. Microscopy and Analysis, Essential Knowledge Briefings, Second Edition, 2015, 30 pp.. John Wiley & Sons Ltd., The Atrium, Southern Gate, Chichester, West Sussex.

EDS system, ligados a um computador, para recolha dos dados (**Fig. 38**). A recolha de dados de microscopia eletrónica foi levada a cabo com recurso ao *software* específico do equipamento utilizado, enquanto que a análise EDS foi conduzida recorrendo ao programa *ESPRIT Compact Software*.

5.2.2.2. DIFRAÇÃO DE RAIOS-X (XRD)

A técnica de difração de raios-X (XRD) consiste num método destrutivo que permite, neste caso a identificação e quantificação das fases minerais presentes nas rochas em estudo. Corresponde a uma técnica de análise estrutural, ou seja, analisa a estrutura cristalográfica dos minerais presentes na amostra em questão, permitindo a sua identificação.

5.2.2.2.1. FUNDAMENTOS

Os raios-X correspondem à fração do espectro de radiação eletromagnética de comprimento de onda compreendido entre os 10^{-10} cm e os 10^{-6} cm. Uma vez que o comprimento de onda (λ) dos raios-X é da mesma ordem de grandeza das distâncias interatómicas (d) numa estrutura cristalográfica, esta funciona como uma rede de difração deste tipo de radiação eletromagnética, sendo, por isso, útil na análise da estrutura das diferentes espécies minerais.

Numa estrutura cristalográfica, a radiação eletromagnética pode sofrer difrações, difrações estas que ocorre de modo descontínuo, segundo direções bem definidas, consoante as distâncias reticulares dos cristais e do comprimento de onda da radiação em questão. Deste modo, a propagação dos raios-X através de diferentes espécies minerais permite a determinação da sua estrutura interna, uma vez que cada espécie mineral possui uma estrutura cristalográfica específica, dependendo do material constituinte do tubo de raios-X, podendo ser usados materiais como o cobre, ferro, tungsténio, molibdénio, cobalto, entre outros.

Variações de comprimento de trajetórias da radiação são responsáveis por diferenças de fase, sendo que quanto maior a diferença de trajetórias, maior será a diferença de fase, pelo facto de que, se a primeira for medida em comprimento de onda, corresponde exatamente à diferença de fase, também medida em comprimento de onda.

Os fundamentos por detrás do processo de análise por difração de raios-X, poderão ser traduzidos através equação de Bragg, apresentada a seguir:

$$\sin \theta = \frac{n\lambda}{2d} \leq 1$$

na qual:

d_{hkl} -equidistância entre planos atômicos da mesma natureza, por isso, pertencentes a uma mesma família de planos com índices gerais (hkl).

θ -ângulo formado entre os raios do feixe incidente e os planos atômicos (hkl) refletores do cristal.

n - ordem dos feixes de raios-X difratados.

λ - comprimento de onda do feixe de raios-X incidente e que é o mesmo do feixe de raios-X difratado.

Esta equação parte dos pressupostos de que a difração ocorre quando o comprimento de onda da radiação incidente é da mesma ordem de grandeza da distância entre os centros de dispersão. Deste modo, $n\lambda < 2d$, sendo que, para o fenómeno de difração, o valor mínimo que n pode assumir é 1 – uma vez que $n = 0$ corresponde ao fenómeno de reflexão – a condição de difração para qualquer ângulo 2θ é: $\lambda \leq 2d$.

Para esta explicação, é ainda necessário ter em conta que o feixe incidente, a normal ao plano refletor da radiação e o feixe difratado são sempre coplanares, enquanto que o ângulo de difração (2θ), correspondente ao ângulo medido entre o feixe de radiação difratada e o feixe de radiação transmitida. θ corresponde ao ângulo medido entre o feixe incidente, perfeitamente paralelo e monocromático e de comprimento de onda definido (λ), e o plano do cristal em estudo sobre o qual este incide. Deste modo, o feixe difratado pode ser considerado como um grande número de raios difratados, que se reforçam entre si.

5.2.2.2.2. EQUIPAMENTO

As amostras preparadas foram analisadas com recurso a um equipamento de difração de raios-X *Rigaku Miniflex* (Fig. 39), utilizando uma ampola de cobre, com radiação de Cu α monocromatizada por um filtro de Ni. Foi utilizada uma intensidade



Fig. 39 - Equipamento de difração de raios-X *Rigaku Miniflex*.

de radiação de 40 nA e uma tensão de 20 kV, com uma velocidade de rotação do goniómetro de 5 seg./min.

5.2.2.3. ESPETROSCOPIA DE INFRAVERMELHOS (FTIR)

5.2.2.3.1. FUNDAMENTOS

A técnica de espectroscopia de infravermelhos (FTIR), como técnica espectroscópica, faz uso da interação de um feixe de radiação eletromagnética incidente numa dada amostra e a própria amostra, como forma de estudar os níveis de energia dos átomos e moléculas. As transições vibracionais, ocorrem, na sua maioria, na região do infravermelho do espectro eletromagnético, sendo a região do infravermelho médio (região de vibração-rotação) ($2,5\text{--}50\ \mu\text{m}$; $4.000\text{--}200\ \text{cm}^{-1}$) de maior interesse para propósitos de análise.

As ligações químicas das mais diversas substâncias possuem frequências de vibração próprias, correspondentes a níveis vibracionais da molécula e é por diferentes modos de vibração e rotação de uma molécula que os espectros de infravermelho são produzidos. Por forma a que determinado modo vibracional seja registado num espectro de infravermelho e, por conseguinte, ocorra absorção de energia incidente, é necessária uma modificação no momento do dipolo aquando da vibração. Em diversos modos normais de vibração de uma molécula, a vibração ocorre entre dois átomos unidos por uma ligação química. A frequência das vibrações depende, em primeiro lugar, da massa dos átomos envolvidos e da constante de força de ligação entre estes, podendo ser também afetadas, de modo ténue, por outros átomos ligados aos dois átomos vibrantes. As vibrações moleculares podem ser divididas em deformação axial ou de estiramento e deformação angular, podendo ser simétricas ou assimétricas. As segundas podem ainda subdividir-se em vibrações angulares no plano ou fora do plano.

A análise FTIR faz uso do designado interferómetro de Michelson (**Fig. 40**). O seu funcionamento caracteriza-se, em traços gerais, pela incidência de um feixe de radiação num divisor, que divide a radiação em dois feixes, posteriormente refletidos, a partir de duas direções distintas, para um mesmo detetor, onde voltam a ser combinados e originam um padrão de interferência².

²Informação retirada de Electropaedia (Woodbank Communications Ltd 2005)): <https://www.mpoweruk.com/figs/Michelson-Interferometer.htm> (consultado 30/06/2019).

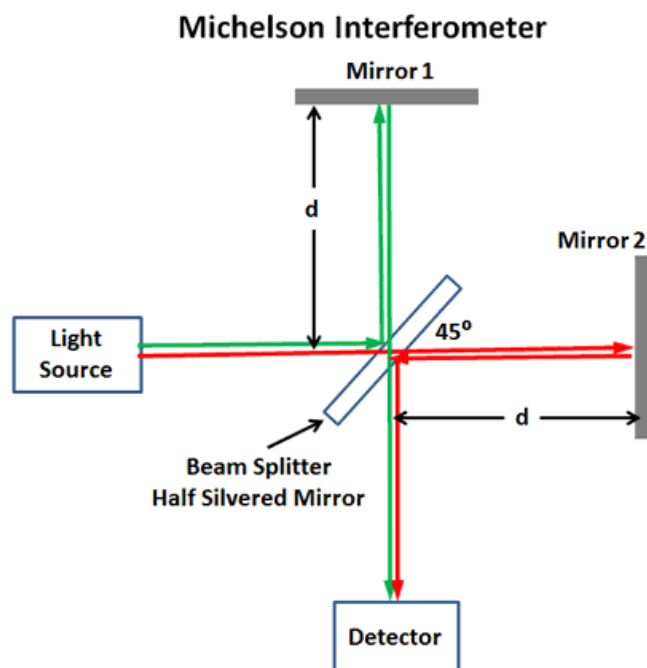


Fig. 40 – Esquema do funcionamento do interferómetro de Michelson, utilizado na análise FTIR (retirado de <https://www.mpoweruk.com/figs/Michelson-Interferometer.htm>, 05/07/2019).

5.2.2.3.2. PREPARAÇÃO DAS AMOSTRAS

A preparação das amostras para análise mineralógica por FTIR consistiu na separação manual, com recurso a uma espátula, das fases minerais de alteração presentes nas rochas ultrabásicas, a partir das respetivas amostras de mão. 1 mg da amostra obtida foi misturado com brometo de potássio (KBr), tendo sido usado um almofariz de ágata para, com o auxílio de um pilão do mesmo material, homogeneizar granulometricamente ambos os componentes.

5.2.2.3.3. EQUIPAMENTO/ PROCEDIMENTO

A mistura anteriormente obtida é necessária para a preparação das pastilhas a utilizar na análise FTIR. Estas foram preparadas com recurso a uma prensa *Specac* com capacidade até 10 ton, colocando o pó colocado numa cápsula, sendo, seguidamente, prensado. A análise FTIR foi levada a cabo com recurso a um equipamento *Bruker Tensor 27* (Fig. 41), com o auxílio de um *software Opus*, para obtenção dos espectros de infravermelho.



Fig. 41 - Equipamento FTIR utilizado (*Bruker Tensor 27*).

5.2.2.4. ESPETROSCOPIA RAMAN

A espetroscopia Raman teve como finalidade a identificação de fases minerais que tivessem suscitado dúvidas, após as análises mineralógicas precedentes. Entre as diversas vantagens desta técnica, destacam-se a celeridade na obtenção de resultados e o seu carácter não destrutivo, produzindo resultados facilmente replicáveis. Por outro lado, permite também a análise de amostras de carácter diverso, desde materiais no estado sólido, líquido ou gasoso, sendo muito útil especialmente para a análise do comportamento de materiais que apresentem alterações de simetria e pequenas variações de intensidade, frequência e largura dos modos de vibração.

5.2.2.4.1. FUNDAMENTOS

A técnica em questão trata-se de uma técnica de análise mineralógica estrutural, baseada nos diferentes modos de vibração característicos de diferentes grupos moleculares. Corresponde a um método de suma utilidade para a análise de materiais caracterizados por alterações de simetria e pequenas variações da intensidade, frequência e largura dos modos de vibração.

De um modo geral, a espetroscopia Raman consiste na incidência de uma gama *laser* sobre uma amostra, que, em parte, a absorve, reflete e refrata, caso as suas propriedades sejam favoráveis. Deste modo, o objetivo desta técnica será o de registar a interação entre a radiação incidente e o modo vibracional das moléculas presentes na amostra, sob a forma de espetros representativos da intensidade de energia dos modos

vibracionais das diferentes espécies moleculares. Esta intensidade varia numa razão direta com o número de moléculas excitadas pela radiação incidente.

5.2.2.4.2. EQUIPAMENTO/ PROCEDIMENTO

O estudo de espectroscopia Raman passou pela análise, no laboratório Raman do Departamento de Física e Astronomia da FCUP, da lâmina polida correspondente à amostra **AL-15**, com o objetivo de identificar fases minerais, quer metálicas, quer de neoformação, não identificadas pela análise petrográfica. Deste modo, foram assinalados campos para análise de espectroscopia Raman, a partir do estudo petrográfico das amostras. Para esta análise, foi utilizado o equipamento Raman *Renishaw inVia Raman microscope* (Fig. 42).



Fig. 42 - Equipamento Raman *Renishaw inVia Raman microscope*.

5.2.2.5. ESPETROSCOPIA DE FLUORESCÊNCIA DE RAIOS-X

A espectroscopia de fluorescência de raios-X (XRF) é uma técnica não-destrutiva utilizada na análise química de uma amostra, com identificação dos elementos presentes na amostra e respetiva concentração.

5.2.2.5.1. FUNDAMENTOS

Esta técnica baseia-se na excitação dos átomos de uma determinada substância a analisar, por parte de uma fonte de radiação de elevada energia – raios- γ ou raios-X. Quando sujeito à ação de uma fonte de energia, um átomo, no estado fundamental, absorve a energia, passando a um estado excitado, no qual os eletrões transitam para níveis energéticos superiores, tendendo, naturalmente, a regressar ao estado

fundamental, com libertação de energia. É a energia absorvida neste processo que, variando entre os diferentes elementos químicos, permite a sua identificação e quantificação.

Deste modo, a análise por espectroscopia de fluorescência de raios-X baseia-se na propriedade de os diferentes elementos químicos emitirem radiações características, quando passam ao estado excitado, por ação de um dado tipo de radiação incidente. O impacto de partículas aceleradas – eletrões, partículas- α e iões – assim como o impacto de radiações de elevada energia a partir de um tubo de raios-X ou de uma fonte radioativa são responsáveis pela emissão de espectros de linha característica.

Quando uma descarga de raios-X incide sobre um átomo, permite a passagem de fotões de raios-X, que incidem sobre um dado eletrão. Este é removido da camada atómica de menor energia, deixando um espaço vazio, preenchido por um eletrão proveniente de um nível de maior energia, acompanhado pela libertação de energia – fluorescência – sob a forma de fotões de raios-X.

Numa análise por espectroscopia de fluorescência de raios-X, a radiação emitida pela amostra revela as características, ao nível do comprimento de onda, dos elementos químicos presentes. O feixe de radiação refletido atravessa um sistema dispersivo, originando espectros, diretamente relacionados com os elementos químicos constituintes da amostra em questão, sendo capaz de analisar elementos químicos a partir do berílio (Be) ($Z=4$). Contudo, limitações instrumentais e o baixo rendimento desta gama de radiação dificultam, muitas vezes, a quantificação de elementos químicos mais leves do que o sódio (Na) ($Z=11$). A **Tabela 3** descrimina os diferentes elementos químicos e as linhas espectrais utilizadas para a respetiva quantificação.

Tabela 3 - Elementos químicos, linhas espectrais utilizadas e respetivos comprimentos de onda (nm).

Elemento	Linha espectral	λ (nm)	Elemento	Linha espectral	λ (nm)
O	K α	2.362	As	K α 1	0.1176
F	K α 1,2	1.832	Se	K α 1	0.1105
Na	K α 1,2	1.191	Kr	K α 1	0.09801
Mg	K α 1,2	0.989	Rb	K α 1	0.09256
Al	K α 1,2	0.834	Sr	K α 1	0.08753
Si	K α 1,2	0.7126	Y	K α 1	0.08288
P	K α 1,2	0.6158	Zr	K α 1	0.07859
S	K α 1,2	0.5373	Nb	K α 1	0.07462
Cl	K α 1,2	0.4729	Mo	K α 1	0.07094
K	K α 1,2	0.3742	Ru	K α 1	0.06433
Ca	K α 1,2	0.3359	Rh	K α 1	0.06136

5.2.2.5.2. PREPARAÇÃO DAS AMOSTRAS

A preparação das amostras para análise química de rocha total por XRF passou pela moagem das mesmas com recurso a um moinho de ágata, no laboratório de Geologia do DGAOT (**Fig. 43**), após uma fragmentação prévia das mesmas, com recurso a um martelo de geólogo. As amostras obtidas foram armazenadas em recipientes de plástico transparente, devidamente etiquetados.



Fig. 43 - Moinho de ágata usado na moagem das amostras.

6. ESTUDO MINERALÓGICO, PETROGRÁFICO E GEOQUÍMICO DAS ROCHAS ULTRABÁSICAS ALTERADAS

6.1. EVOLUÇÃO DO CONHECIMENTO DAS ROCHAS ULTRABÁSICAS

Neiva (1945, 1946) identifica a existência de um maciço ultrabásico na região Bragança-Vinhais, no qual predominam rochas duníticas, identificando também diversas variedades de peridotitos, piroxenitos – entre os quais, bronzititos –, hornblenditos, e dunitos com mineralizações podiformes de cromite. Por sua vez, Anthonioz (1972) refere e descreve também vários litótipos ultrabásicos, entre os quais piroxenitos, alguns destes com anfíbolas e granadas, blastomilonitos ultrabásicos e metaperidotitos.

Marques (1994), embora num trabalho essencialmente de índole tectónica, descreve diversos litótipos ultrabásicos pertencentes ao CAS do Maciço de Bragança, entre as quais: dunitos (já referidos por Neiva, 1945,1946), lherzolitos com espinela, harzburgitos, websteritos com granada, ortopiroxenitos, clinopiroxenitos com granada, granatitos e peridotitos com granada. Prichard *et al.* (1991) e Bridges (1992) referem-se à estrutura definida pelas rochas ultrabásicas no Maciço de Bragança como consistindo numa estrutura em *layer* magmático. Santos (1998) caracteriza, uma vez mais, os afloramentos de rochas ultrabásicas como apresentando uma estrutura estratiforme, com níveis centimétricos a decimétricos de piroxenitos alternados com peridotitos. De acordo com este autor, este *layering* seria típico de maciços ultrabásicos de origem supramantélica (Irving, 1980; Bodinier *et al.*, 1987a, 1987b; Vétel *et al.*, 1988; Spray, 1989; Fabriès *et al.*, 1991; Frey *et al.*, 1991; McDonough & Frey, 1991; Menzies & Dupuy, 1991 *in* Santos, 1998).

6.2. ASPETOS TEXTURAIS DECORRENTES DOS PROCESSOS DE SERPENTINIZAÇÃO, DE ACORDO COM A CLASSIFICAÇÃO DE WICKS & WHITTAKER (1977):

Wicks & Whittaker (1977) definiram quatro diferentes tipos texturais decorrentes de processos de serpentinização: texturas pseudomórficas, texturas não-pseudomórficas, veios de serpentina e texturas intermédias.

No que respeita à classificação dos minerais do subgrupo da serpentina com base nas suas características ópticas ao longo do eixo das fibras aparentes, Wicks *et*

al. (1977), das várias classificações que, até à data, tinham sido foram propostas por diversos autores, recomendam a utilização da classificação proposta por Tertsch (1922):

- **serpentina- α** : fibras aparentes (não verdadeiramente fibrosas) com alongamento negativo, frequentemente lizardite (não verdadeiramente fibrosa)
- **serpentina- γ** : fibras aparentes com alongamento positivo, que podem consistir em crisótilo, lizardite ou antigorite (os dois últimos não verdadeiramente fibrosos).

6.2.1. TEXTURAS PSEUDOMÓRFICAS

Este tipo de texturas pode dever-se à serpentinização da quase totalidade das espécies minerais presentes nas rochas ultrabásicas, encontrando-se presentes, essencialmente, em serpentinitos maciços. Decorrem, segundo estes autores, da serpentinização de, entre outros, olivinas, piroxenas e anfíbolos. Do ponto de vista mineralógico, geralmente são compostas por lizardite 1T, à exceção das texturas em ampulheta antigoríticas e crisotílicas, centros de malhas dos mesmos minerais e bastites antigoríticas decorrentes da serpentinização de clorite.

6.2.1.1. TEXTURAS PSEUDOMÓRFICAS RESULTANTES DA SERPENTINIZAÇÃO DA OLIVINA

De acordo com Wicks & Whittaker (1977), a serpentinização de olivinas, ao longo de fraturas e interstícios entre cristais, conduz à formação de **“texturas pseudomórficas em malha”** e **“texturas pseudomórficas em ampulheta”**, podendo ser compostas por serpentina- α ou serpentina- γ .

Wicks *et al.* (1977) caracterizam estas **“texturas em malha”** como uma trama irregular constituída por células poligonais, compostas por uma região central, a que chamam **“centro de malha”**, e por uma região externa, que designam por **“mesh rims”**. A região central, pode ser formada por relíquias de olivina ou já por minerais do subgrupo da serpentina. Os *mesh rims*, consistem em regiões de serpentina aparentemente fibrosa, que bordejam a região central e são, por sua vez, bordejados por zonas de fraturação e interstícios entre cristais. As fibras aparentes de serpentina nestes *mesh rims* encontram-se, normalmente, dispostas perpendicularmente ao alinhamento das zonas de fraturação, disposição que se repete em direção à região central da célula adjacente. Em certos casos, pode verificar-se a ocorrência de *mesh rims* divididos por uma região intermédia, com o mesmo alinhamento do *mesh rim*, formando **“veios bipartidos”** (Francis, 1956 *in* Wicks, *et al.*, 1977) ou **“veios tripartidos”** (Coats, 1968 *in* Wicks *et al.*, 1977). Já os veios divididos em três regiões paralelas são denominados **“veios compostos”**, nos quais a zona que bordeja os

centros de malha é, por sua vez, bordejada por uma outra zona, com alongamento oposto.

Francis (1956) (*in* Wicks *et al.*, 1977) aplica os termos “**crescimento bandado**” ou “**em cortina**” a conjuntos de veios bipartidos subparalelos entre si, não produzindo qualquer estrutura em malha. Este autor remete estes aspetos texturais, quando correspondentes a serpentina- α , para processos de deformação cisalhante, concomitantes ou posteriores à serpentinização. Wicks *et al.* (1977) sustentam que estes poderão refletir o padrão de fraturação da olivina e, conseqüentemente, o meio estrutural em que esta se encontraria anteriormente ao processo de serpentinização.

Quanto às denominadas “**texturas em ampulheta**” (Tertsch, 1922; Angel, 1930; Deer *et al.*, 1962; Hochstetter, 1965; Troger, 1969 *in* Wicks *et al.*, 1977) podem corresponder a aspetos texturais em malha com o centro de malha em ampulheta, ou seja, com aspeto piramidal, como que num prolongamento dos bordos até ao centro. Para além disso, Wicks *et al.*, (1977) atribuem a designação de “**texturas em ampulheta puras**”, a aspetos deste tipo sem bordaduras circundantes.

Wicks & Whittaker (1977) advogam que, da serpentinização da olivina, resulta, muitas vezes, magnetite, como se verificou, petrograficamente, no estudo levado a cabo no âmbito desta dissertação. De acordo com estes autores, a magnetite assume, nas fases de alteração mais precoces, a forma de grãos muito finos aleatoriamente distribuídos pelas zonas serpentinizadas, atribuindo à rocha uma coloração negra ou cinzenta escura. Com a evolução do processo de serpentinização, a dimensão dos grãos de magnetite vai aumentando e estes vão-se concentrando quer no centro das malhas, quer na região central dos veios que as constituem e a rocha vai adquirindo um tom cinzento mais claro a castanho. Já nas fases tardias, a magnetite tende a deslocar-se para lenticulas ou veios entrecruzados, e a rocha é já caracterizada por uma cor verde, normalmente clara.

6.2.1.1.1. TEXTURAS EM MALHA/AMPULHETA DE SERPENTINA- α

Entendem os mesmos autores, que este tipo textural é maioritariamente composto por lizardite $1T$, possivelmente acompanhada, em raros casos, por pequenas quantidades de lizardite $2H$ e crisótilo $2M_{c1}$, este último associado à lizardite $1T$. Em alguns casos, mais frequentes nas texturas em malha, a lizardite faz-se também acompanhar por brucite, numa associação submicroscópica com aquela. A lizardite forma “fibras aparentes” nas unidades texturais, com ângulos elevados relativamente ao eixo dos veios de serpentina. Nos casos em que esta não apresenta uma estrutura fibrosa, os veios de serpentina são materializados por duas placas de lizardite, adjacentes à fratura original.

De um modo geral, o centro das malhas é constituído, essencialmente, por lizardite $1T$ + brucite. Esta associação lizardite + brucite apresenta, no centro das malhas de serpentina- α e - γ , uma orientação menos bem definida do que nos veios de lizardite (serpentina- α) adjacentes. No que respeita ao centro das malhas de serpofite (serpentina isotrópica), a lizardite não adquire, normalmente, qualquer direcção preferencial (Wicks & Whittaker, 1977).

De acordo com estes autores, a lizardite deverá apresentar uma granulometria menor e/ou um grau de cristalização mais incipiente no centro das malhas do que nos veios que os bordejam, podendo ocorrer, nos primeiros, intimamente associada a crisótilo $2M_{c1}$, em menores quantidades (Cressey & Zussman, 1976 *in* Wicks & Whittaker, 1977).

No que respeita à brucite, pode fazer-se acompanhar, também, por magnetite, em quantidades inversamente proporcionais, podendo, a primeira, originar texturas características, com uma coloração castanha-avermelhada – *iddingsite* e *bowlingite*. Contudo, nem todas as regiões com esta coloração contêm brucite (Wicks & Whittaker, 1977).

6.2.1.1.2. TEXTURAS EM MALHA/AMPULHETA DE SERPENTINA- γ

O estudo realizado por Wicks & Whittaker (1977) levou-os a concluir que este tipo de texturas em malha pode ser caracterizado, nos bordos, pela presença de antigorite, lizardite, ou crisótilo. Na região central, ocorre, na maioria dos casos, olivina, podendo verificar-se também, com menor frequência, a presença de lizardite $1T$ ou de uma associação de crisótilo $2M_{c1}$ e lizardite $1T$ (Wicks & Whittaker, 1977). Já as texturas em ampulheta, podem ser constituídas por antigorite ou crisótilo $2M_{c1}$ e $2Or_{c1}$ + brucite.

No mesmo estudo, os autores concluíram que neste tipo textural, a antigorite assume a forma de lâminas ou, mais raramente, fibras aparentes, à semelhança da lizardite. Já o crisótilo forma fibras ou lâminas aparentes, podendo constituir uma associação de crisótilo $2M_{c1}$ e crisótilo $2Or_{c1}$, mais raramente, paracrisótilo ou ainda crisótilo tipo Povlen (Krstanovic & Pavlovic, 1964; Middleton & Whittaker, 1976; Cressey & Zussman, 1976 *in* Wicks & Whittaker, 1977).

6.2.1.2. TEXTURAS PSEUDOMÓRFICAS RESULTANTES DA SERPENTINIZAÇÃO DE PIROXENAS

A serpentinização de minerais do grupo das piroxenas tem início em fraturas e nos limites entre diferentes cristais, passando para clivagens e partições (Wicks & Whittaker, 1977), resultando, este processo, num tipo textural designado por bastite (Haidinger, 1845 *in* Wicks & Whittaker, 1977). A serpentinização de ortopiroxenas origina, “**bastites**” de serpentina- γ , aparentemente fibrosas e, por vezes,

materializando placas sem estrutura definida, podendo ocorrer serpentina- α , aleatoriamente distribuída, em veios marginais ou como um núcleo central. Em situações mais esporádicas, estas bastites podem materializar uma espécie de textura em malha (Rost, 1959; Klinkhammer, 1962; Peters, 1963; Hochstetter, 1965 *in* Wicks & Whittaker, 1977) ou assumir uma forma isotrópica.

Do ponto de vista mineralógico, entendem os mesmos autores, que o único mineral do subgrupo da serpentina presente nestas bastites é a lizardite 1 T , muito esporadicamente com pequenas quantidades de crisótilo $2M_{c1}$ em veios asbestiformes adjacentes e com presença de quantidades também menores de lizardite em duas camadas. Em algumas bastites resultantes da serpentinização de ortopiroxenas. Segundo Hochstetter (1965) e Boudier (1971) (*in* Wicks & Whittaker, 1977), podem ocorrer ainda bastites antigoríticas, zonas com lamelas paralelas de antigorite (serpentina- γ), que se poderão assemelhar a bastites, associadas a texturas interpenetrativas de antigorite bem desenvolvidas. Este mineral apresenta-se sob a forma de lâminas aleatórias, evoluindo para texturas interpenetrativas, em todas as bastites de piroxenas, anfíbolas e lizardite.

Pode surgir ainda brucite associada a lizardite, em bastites associadas a texturas em malha também de lizardite+brucite, conferindo às bastites, quando observadas ao microscópio petrográfico, uma cor castanha-amarelada a castanha-avermelhada, em $N//$, e cores de polarização anómalas em tons de vermelho, em NX . Pode ainda aparecer magnetite associada a bastites decorrentes da serpentinização de piroxenas, mas na grande maioria dos casos em quantidades vestigiais (Wicks & Whittaker, 1977).

6.2.1.3. TEXTURAS PSEUDOMÓRFICAS RESULTANTES DA SERPENTINIZAÇÃO DE ANFÍBOLAS

A serpentinização dos minerais do grupo das anfíbolas tem, à semelhança dos anteriores, início nos limites entre cristais, fraturas e clivagens, dando origem a aspetos similares aos decorrentes da serpentinização de piroxenas (Winchell & Winchell, 1959; Klinkhammer, 1962; Hochstetter, 1965 *in* Wicks & Whittaker, 1977). A serpentina formada ao longo de planos de clivagem difere da que é originada em fraturas, por não possuir um eixo central, contrariamente a esta. Estas duas formas de serpentinização, quando dispostas perpendicularmente entre si, podem produzir texturas em malha similares às resultantes da serpentinização de olivina, distinguindo-se destas pela ausência de uma parte central num conjunto de veios que as constituem (Wicks & Whittaker, 1977).

Wicks & Whittaker (1977) detetaram, neste tipo de texturas, tanto serpentina- α , como serpentina- γ , como ainda serpentina isotrópica, todas estas sob a forma de lizardite 1 T , sem qualquer presença de brucite e magnetite.

6.2.2. TEXTURAS NÃO-PSEUDOMÓRFICAS

Wicks & Whittaker (1977) definem este tipo textural como consistindo em texturas xenomórficas, decorrentes da recristalização de texturas pseudomórficas ou, mais raramente, da serpentinização de minerais primários. Estes autores dividem-nas em dois subtipos: texturas interpenetrativas e texturas interligadas. Em ambos os casos, os cristais serpentinosos tendem a apresentar-se anédricos e contactando entre si, alongados nas primeiras e dimensionalmente mais homogéneos nas segundas. No primeiro caso, os cristais podem encontrar-se quer aleatoriamente distribuídos, em rochas maciças, ou aproximadamente paralelos, em rochas foliadas.

Nestes tipos texturais, a brucite destaca-se, sob a forma de cristais anédricos discretos de cor creme, com cores de polarização anómalas em tons de castanho e azul. No que à magnetite concerne, pode surgir quer sob a forma de cristais anédricos, quer lenticulas, por toda a área abrangida por estas texturas, influenciando fortemente a sua cor, tão mais escura quanto maior a granulometria da magnetite e quanto mais uniforme for a sua distribuição (Wicks & Whittaker, 1977).

Do ponto de vista mineralógico, as texturas não-pseudomórficas de serpentina- α , são maioritariamente compostas por lizardite $1T$ ou lizardite multicamadas, geralmente com pequenas quantidades de crisótilo $2M_{c1}$. Quanto às texturas não-pseudomórficas de serpentina- γ , contêm frequentemente antigorite, geralmente em lâminas aguçadas, constituindo texturas interpenetrativas. Por outro lado, ocorrem crisótilo – maioritariamente na sua variedade $2M_{c1}$ – e lizardite $1T$, em texturas interligadas compostas por cristais menos distintos. A antigorite possui frequentemente extinção ondulante de um lado ao outro das lâminas, contrariamente ao crisótilo, com extinção ondulante ao longo do comprimento das fibras. Porém, há que ressaltar que nem todo o crisótilo se apresenta fibroso, o que dificulta a distinção entre este, a antigorite e a lizardite, neste tipo de texturas, ao contrário da brucite, que surge sob a forma de cristais bem individualizados (Wicks & Whittaker, 1977).

6.2.2.1. TEXTURAS INTERPENETRATIVAS

Como acima referido, este tipo de texturas não-pseudomórficas consiste numa trama composta por lâminas, lascas ou placas alongadas. Quando constituídas por antigorite, alguns autores atribuem-lhes a designação de “textura em chama” (Francis, 1956 *in* Wicks & Whittaker, 1977) ou de “textura em espinhos” (Green, 1961 *in* Wicks & Whittaker, 1977).

Nas fases iniciais da sua génese, começam por formar-se lascas ou lâminas isoladas ou conjuntos destas em forma de leque (Angel, 1930; Klinkhammer, 1962 *in* Wicks & Whittaker, 1977), em texturas pseudomórficas lizardíticas, nas regiões centrais

de malhas de lizardite 1T, por exemplo, ou silicatos primários. À medida que a recristalização avança, são geradas mais lâminas, que começam a contactar entre si, até que se forma uma textura interpenetrativa (Wicks & Whittaker, 1977).

Os mesmos autores detetaram, em texturas interpenetrativas de serpentina- γ , composições maioritariamente antigoriticas e, mais raramente, composições de crisótilo $2M_{c1}$, em agregados fibrosos, e brucite. De acordo com os mesmos, quando observado ao microscópio petrográfico, este crisótilo pode assemelhar-se a antigorite lamelar.

6.2.2.2. TEXTURAS INTERLIGADAS

Como referido acima, estas texturas são compostas por cristais de serpentina irregulares e dimensionalmente homogéneos, por vezes até esferulíticos, formando uma trama interligada. Estes cristais desenvolvem-se em agregados finos e isolados, que se vão unindo com o avanço da recristalização. De acordo com Wicks & Whittaker (1977), estas texturas, quando formadas por serpentina- γ , podem ser compostas quer por antigorite e brucite, quer por uma associação submicroscópica de crisótilo $2M_{c1}$ e lizardite 1T. Quando formadas por serpentina- α , segundo os mesmos, as texturas interligadas serão constituídas, na sua maioria, por lizardite multicamadas, podendo ainda ser compostas por lizardite 1T ou por uma associação submicroscópica de lizardite 1T e crisótilo $2M_{c1}$, com presença de brucite.

6.2.3. VEIOS DE SERPENTINA

Os veios de serpentina desenvolvem-se ao longo de fraturas, cisalhamentos e contactos entre cristais de minerais primários, podendo encontrar-se ramificados, deformados em *pinch and swell* e cisalhados – com rejeitos sucessivos e *slickensides*. Estes veios apresentam, normalmente, uma cor verde, dada a ausência de grãos grosseiros de magnetite (Wicks & Whittaker, 1977).

6.2.3.1. VEIOS DE CRISÓTILO ASBESTIFORME COM FIBRAS CRUZADAS

Este tipo de veios, não sujeitos a deformação cisalhante, são compostos essencialmente por crisótilo, sob a forma de serpentina- γ , cujas fibras apresentam, em geral, extinção paralela. Porém, nos veios em que se verifica a presença de *kinks*, as fibras de crisótilo podem apresentar padrões de extinção mais complexos. A variedade crisotílica mais abundante é, de um modo geral, o crisótilo $2M_{c1}$, podendo também fazer parte da composição deste tipo de veios: crisótilo $2Or_{c1}$, paracrisótilo e brucite (Wicks & Whittaker, 1977).

De acordo com os mesmos autores, os veios de menor espessura tendem a instalar-se em zonas de fraqueza, como partições em veios constituintes de malhas de

lizardite 1 *T*, podendo também intersetar outros aspetos texturais. Nestes casos, as fibras instalam-se, por norma, perpendicularmente às paredes dos veios, atravessando toda a sua largura. No caso dos veios de maiores dimensões, é normalmente visível uma divisão central – veios bipartidos – frequentemente acompanhada por magnetite.

6.2.3.2. VEIOS DE CRISÓTILO ASBESTIFORME COM FIBRAS PARALELAS AO ALINHAMENTO DO VEIO

Petrograficamente, estes veios são constituídos por fibras sub-paralelas a paralelas de serpentina- γ , normalmente bem visíveis, também sub-paralelas a paralelas às paredes do veio. A sua extinção pode variar desde uma extinção paralela simples, até padrões complexos e irregulares (Wicks & Whittaker, 1977). Segundo estes autores, o mineral mais abundante neste tipo de veios é o crisótilo $2M_{c1}$, com presença de menores quantidades de paracrisótilo e vestígios de lizardite 1 *T*, podendo ocorrer ainda grãos ou fibras brucíticas.

6.2.3.3. VEIOS NÃO-ASBESTIFORMES

Os veios de serpentina não-asbestiformes podem adquirir diversas formas, podendo ser pseudo-fibrosos, colunares, bandados ou maciços, apresentando, uma cor variável entre o preto e o branco, sendo mais frequentemente verde, apresentando um brilho, geralmente resinoso, podendo, porém, ser também baço em alguns casos. Podem instalar-se quer em zonas de fratura sem qualquer registo de movimento, quer em zonas fortemente cisalhadas e podem ser constituídos por serpentina- α e - γ (Wicks & Whittaker, 1977).

Esta grande diversidade de formas, traduz-se, petrograficamente, numa grande variedade textural observável em NX. São, assim, perceptíveis, as texturas colunares ou pseudo-fibrosas, bandados paralelos aos contactos, formas esferulíticas, grãos ou lâminas interligados ou interpenetrativos, assim como a ausência de qualquer estrutura. Estes veios podem ser tanto anisotrópicos, possuindo extinção ondulante, como isotrópicos, sendo que quando não possuem uma estrutura definida, as posições de extinção podem revelar-se aproximadamente paralelas e perpendiculares às paredes. Muito raramente se verifica, nestes veios, a formação de cristais bem desenvolvidos de lizardite (Wicks & Whittaker, 1977).

Nos veios de maior espessura, na ausência de cisalhamento, Wicks & Whittaker (1977) descrevem a formação de padrões texturais mais complexos, por vezes com uma divisão central – veios bipartidos. Por outro lado, no caso da presença do que designam por *slip-serpentine* em zonas de fratura, com evidências de cisalhamento, a

complexidade é, em geral, menor, assemelhando-se aos denominados *asbestos slip-fibers*, normalmente formadas por fibras aparentes de serpentina- γ .

Os mesmos autores referem também a possibilidade de formação de veios compósitos, sendo possível a distinção de diversas gerações de serpentina, incluindo serpentina asbestiforme. Isto pode traduzir-se na transição de veios formados aquando de movimentos cisalhantes a veios sem quaisquer evidências de cisalhamento, assim como à passagem de serpentina não-fibrosa a serpentina fibrosa, no seio do mesmo veio.

Do ponto de vista mineralógico, de acordo com Wicks & Whittaker (1977), este tipo de veios é predominantemente constituído por lizardite $1T$ e crisótilo $2M_{c1}$, tanto isolados como associados, quer misturados (*intimate admixture*), quer através da segregação de um ou outro ao longo das paredes dos veios. Os autores identificaram ainda a presença de crisótilo $2Or_{c1}$, aparente crisótilo “tipo Povlen” (Krstanovic & Pavlovic, 1964; Middleton & Whittaker, 1976; Cressey & Zussman, 1976 *in* Wicks & Whittaker, 1977), lizardite $2H$, lizardite multi-camadas, antigorite e brucite. No que toca à antigorite, surge sob a forma de lâminas de serpentina- γ , enquanto que a lizardite (serpentina- α), geralmente em multicamadas, ocorre sob a forma fibrosa, laminada ou esferulítica e a dimensão dos seus cristais tende a aumentar do centro para os bordos dos veios. No que à brucite concerne, ocorre quer sob a forma de grãos discretos ou associada a minerais do grupo da serpentina (Wicks & Whittaker, 1977).

Alguns autores adotaram o termo picrolite, para descrever este tipo de veios de serpentina não-asbestiformes (Riordon, 1955 *in* Wicks & Whittaker, 1977), termo que passou a ser recorrentemente adotado na indústria mineira dos asbestos. Porém, Whittaker & Zussman (1956) (*in* Wicks & Whittaker, 1977) defendem que este termo deve ser aplicado, única e exclusivamente, a antigorite fibrosa ou em lascas.

6.2.4. TEXTURAS INTERMÉDIAS

Wicks & Whittaker (1977) definem este tipo de texturas como consistindo em texturas de transição entre os três tipos anteriores, dado que a transição entre as mesmas se revela, por vezes, gradual.

Esse pode ser o caso da passagem de texturas pseudomórficas antigoríticas e crisotílicas a texturas interpenetrativas ou interligadas. Isto pode ser traduzido pela alteração de relíquias olivínicas, em texturas lizardíticas em malha, para pseudomorfos antigoríticos ou crisotílicos, tornando-se cada vez menos nítidas, à medida que os seus contornos se vão esbatendo, aquando da formação de texturas interpenetrativas e interligadas. Pode ocorrer também texturas intermédias aquando da formação de texturas pseudomórficas antigoríticas, por serpentinização da clorite, na qual, quando a

alteração da clorite está completa, se torna impossível distinguir os pseudomorfos da antigorite envolvente, nas texturas interpenetrativas. Ocorrem também situações em que alteração da clorite resulta na formação de lâminas antigoríticas, interpenetrativas entre si de forma aleatória (Wicks & Whittaker, 1977). Por outro lado, Hochstetter (1965) (*in* Wicks & Whittaker, 1977) e Boudier (1971) (*in* Wicks & Whittaker, 1977) classificam também as bastites antigoríticas como texturas intermédias.

Por outro lado, estas texturas podem também ocorrer aquando da formação de veios de serpentina, como acontece na formação de “veios serrados” (Riordon, 1955 *in* Wicks & Whittaker, 1977), formados nas fases iniciais de recristalização, em fraturas finas em texturas pseudomórficas e não pseudomórficas ou entre relíquias de olivina serpentinizada. A sua designação deve-se à forma serrilhada dos bordos destes veios, podendo dar origem a texturas em ampulheta, quando formados em conjuntos de fraturas retilíneas e pouco espaçadas. De acordo com Wicks & Whittaker (1977), estes veios são maioritariamente constituídos por crisótilo $2M_{c1}$, podendo conter menores quantidades de crisótilo $2O_{c1}$, podendo ser também formados por antigorite, encontrando-se, de um modo geral, associados a cristais de brucite.

Para além destes, outros tipos de veios podem ser englobados neste tipo de texturas de transição, como alguns veios não-asbestiformes instalados em fraturas, associados à recristalização de serpentina na restante rocha, aquando da formação de texturas não-pseudomórficas (Wicks & Whittaker, 1977). Os autores englobam também neste tipo, veios de asbestos crisotílicos, com crescimento das fibras de crisótilo paralelamente entre si, assim como o crescimento paralelo de fibras de crisótilo em bastites adjacentes.

Estes consideram também um exemplo de texturas intermédias a transição de veios não-asbestiformes para veios de asbestos crisotílicos, uma vez que, nesta transição, podem encontrar-se fragmentos de um no seio do outro (Wicks & Whittaker, 1977).

6.3. CARACTERIZAÇÃO MINERALÓGICA E PETROGRÁFICA DAS ROCHAS ULTRABÁSICAS

6.3.1. PERIDOTITO

Marques (1994) (*in* Pereira, 2006) considerou este litótipo como uma rocha residual do manto superior, com uma composição maioritariamente harzburgítica e, esporadicamente lherzólítica com espinela. Santos (1998) atribui os peridotitos

presentes no Maciço de Bragança a uma região mantélica sob crusta continental. De acordo com Girardeau *et al.* (1989, 1990), a forte presença de níveis piroxeníticos é uma característica de peridotitos *orogénicos*. Por outro lado, Bridges *et al.* (1995) consideram estas rochas ultrabásicas como fragmentos de um arco insular mantélico, atribuindo aos cromititos podiformes nelas presentes uma génese em sequências mantélicas de zonas de supra-subducção ofiolíticas.

Uma grande extensão das rochas ultrabásicas da sinforma de Vila Boa de Ousilhão sofreram já intensos processos de serpentinização e anfibolitização (Marques (1994). Vários autores atribuem às rochas peridotíticas fortemente deformadas e com uma intensa alteração hidrotermal a designação de metaperidotitos (e.g. Anthonioz, 1972; Santos, 1998). Anthonioz (1972) atribui a designação de serpentinitos às rochas ultrabásicas completamente afetadas pelos processos de serpentinização.

6.3.1.1. PETROGRAFIA DO METAPERIDOTITO

Amostra AL-10

Esta amostra foi recolhida a sul de Alimonde, nas proximidades do troço da EM1186 que liga Alimonde a Carrazedo (**Pág. 46, Cap. 5.1.; Tabela 2**), num afloramento onde afloram alternâncias peridotítico-piroxeníticas (Santos, 1998).

Do ponto de vista da sua textura primária, trata-se de uma rocha com uma textura fanerítica. A sua composição mineralógica é dominada pela presença de olivina e minerais dos grupos das piroxenas e anfíbolas. A olivina apresenta forte relevo e cores de polarização elevadas (**Fig. 44a e c**). No que respeita às piroxenas, distinguem-se essencialmente pela presença de duas direções de clivagem, perpendiculares entre si (**Fig. 44b**). No grupo das anfíbolas, possivelmente decorrentes de retrogradação metamórfica, destaca-se a presença de hornblenda, frequentemente acompanhada pela sua macla característica (**Fig. 44c**). Os minerais primários (olivinas, piroxenas) apresentam, de um modo geral, uma fraturação forte (**Fig. 44a e c**). As fases secundárias consistem em minerais do grupo da serpentina, mais frequentemente sob a forma de veios, preenchendo os planos de fissuração nos minerais primários, maioritariamente olivina (**Fig. 44a**).

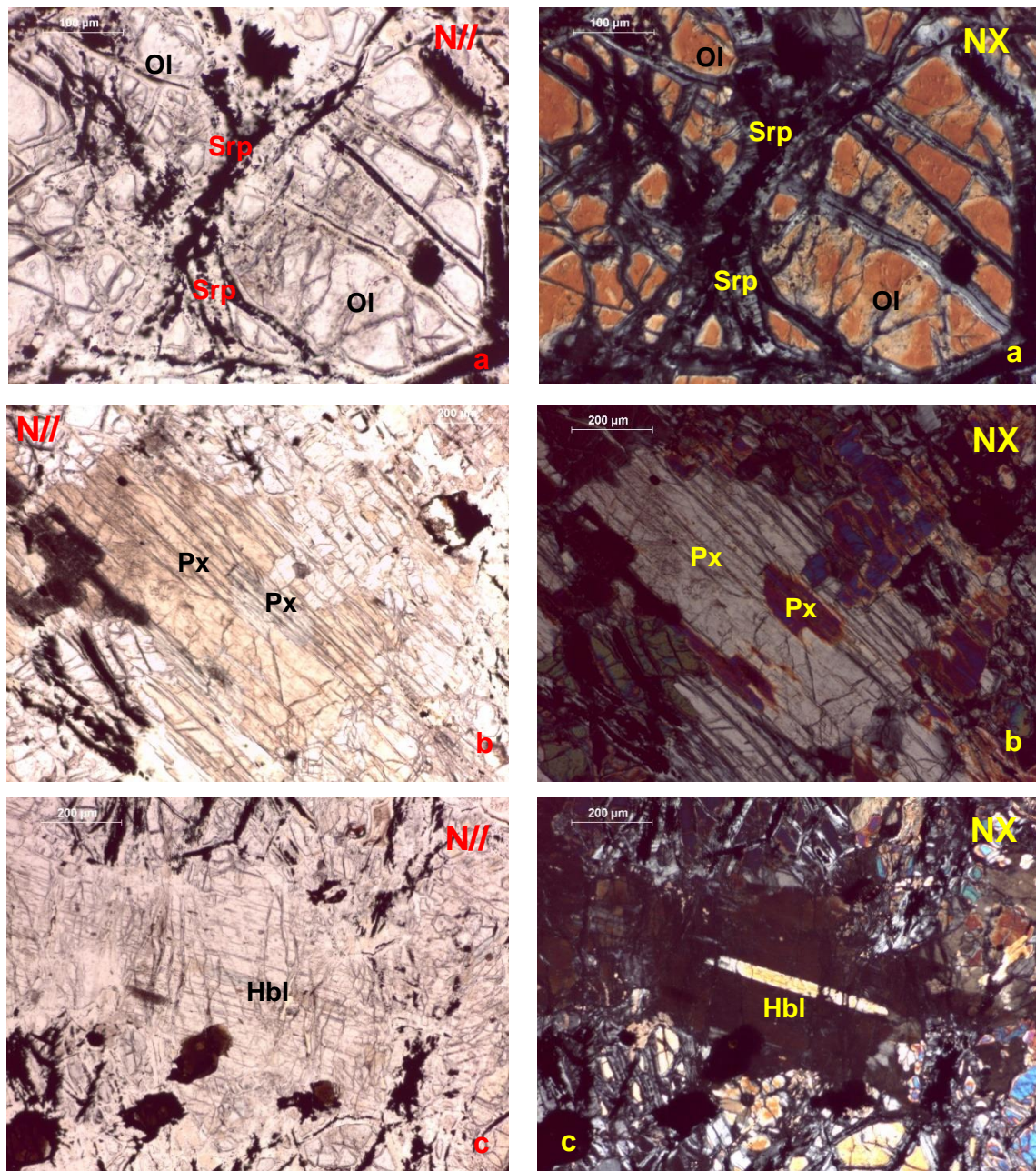


Fig. 44 - a) Olivina (Ol) muito fraturada, com sinais de substituição por veios de serpentina (Srp); b) Piroxenas (Px); c) Hornblenda (Hbl) com macla característica.

6.3.2. DUNITO

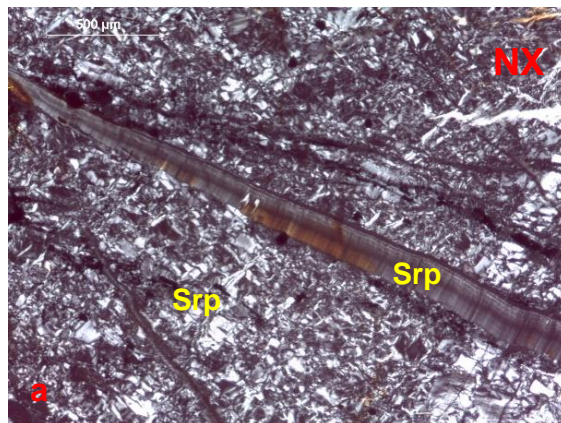
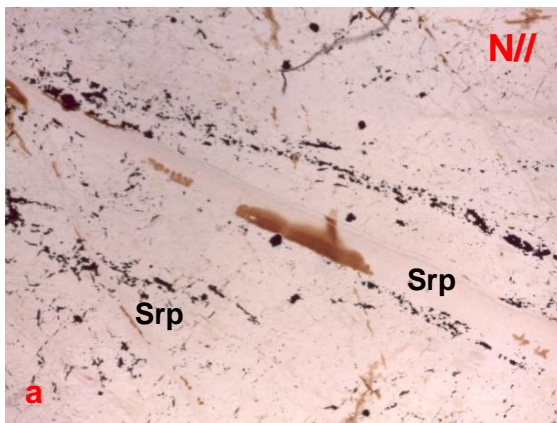
De acordo com Neiva (1946), entre outros autores, esta rocha apresenta, como minerais primários e essenciais, olivina (serpentinizada) e espinelas. Por sua vez, Marques (1994) descreve estas rochas como cumulos de olivina com alguma piroxena intersticial. Como minerais de alteração essencialmente aparecem os minerais do grupo da serpentina, acompanhados de talco e magnetite.

6.3.2.1. PETROGRAFIA DO DUNITO ALTERADO

As amostras **AL-9.2** e **AL-14** provêm de afloramentos duníticos a norte de Alimonde, junto do troço da EM517 que liga Conlelas a Alimonde (**Pág. 42, Cap. 5.1.; Tabela 2**).

Amostra AL-9.2

Esta amostra corresponde a uma rocha dunítica totalmente serpentinizada, quase exclusivamente constituída por minerais do grupo da serpentina, podendo corresponder aos serpentinitos descritos por Anthonioz (1972). De um modo geral, apresenta uma textura finamente granular (**Fig. 45a**), tendo sido identificados, diferentes tipos texturais. Observam-se texturas em malha, por vezes com centros de malha em ampulheta (Wicks & Whittaker, 1977; Wicks *et al.*, 1977) (**Fig. 45b**) decorrentes da substituição por serpentina de cristais de olivina adjacentes, conservando o seu hábito magmático. Foram observados também inúmeros veios de serpentina (Wicks & Whittaker, 1977), por vezes acompanhados por óxidos de ferro (**Fig. 45a**). Um outro aspeto textural de interesse, identificado nesta rocha, foi o crescimento bandado ou em cortina de serpentina (Francis, 1956) (*in* Wicks *et al.*, 1977), materializando uma sucessão de veios bipartidos adjacentes, paralelos entre si (**Fig. 45c**).



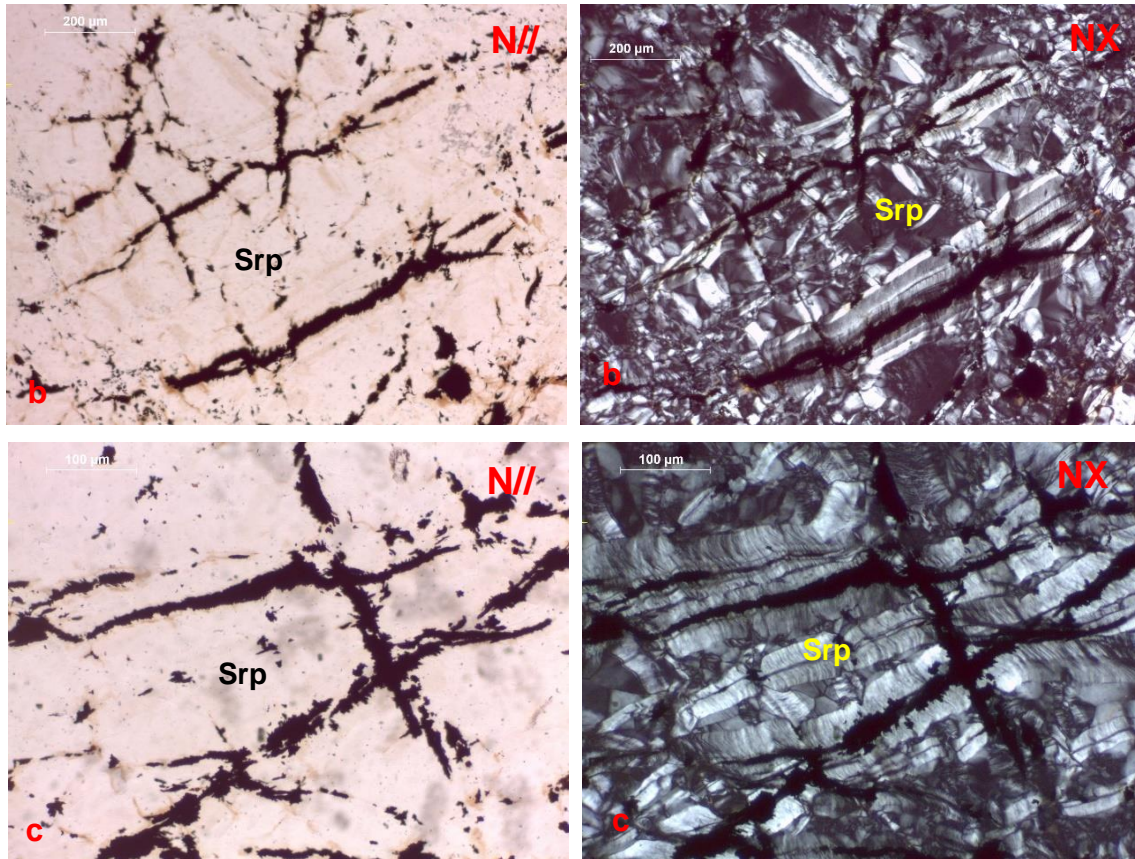


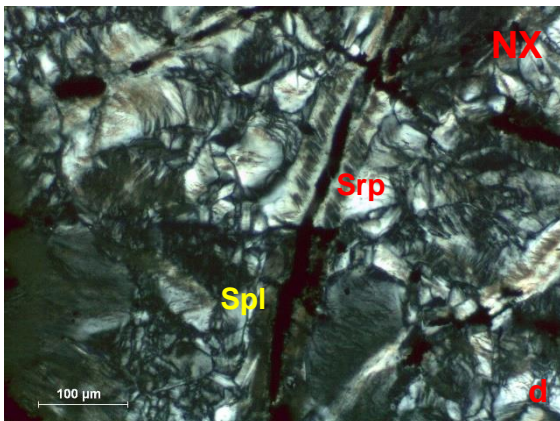
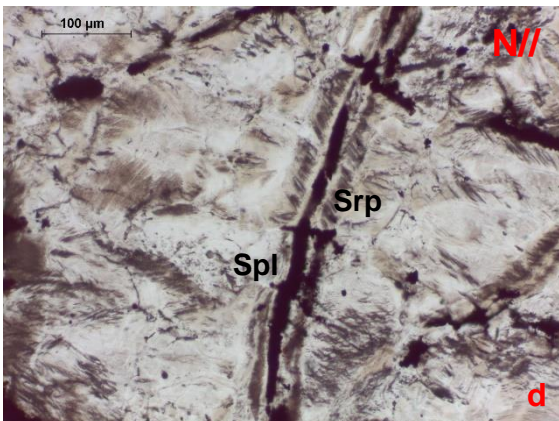
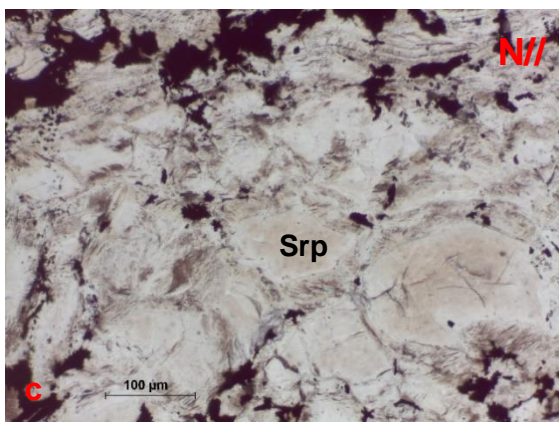
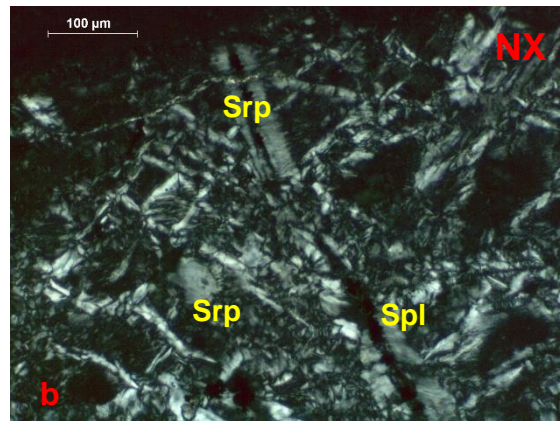
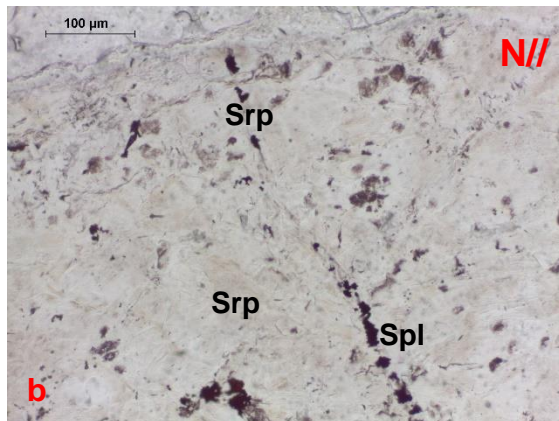
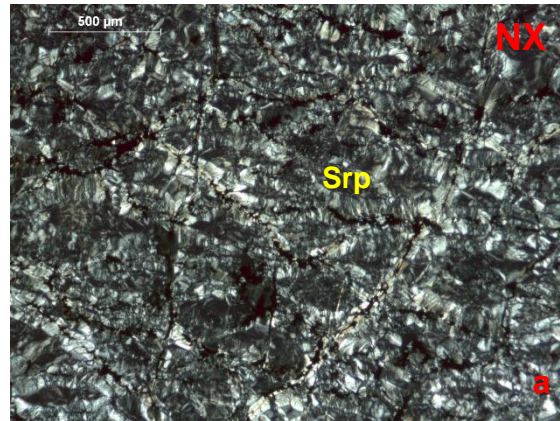
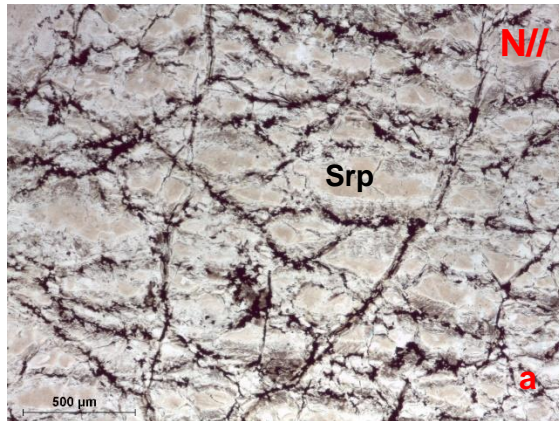
Fig. 45 - a) Textura finamente granular; veio de serpentina (Srp) acompanhado de óxidos de ferro; b) Texturas em malha, com centros de malha em ampulheta; c) Crescimento bandado de serpentina (Srp).

Amostra AL-14

Esta amostra evidencia uma serpentinização quase total, podendo ser agrupada junto dos serpentinitos identificados por Anthonioz (1972). Apresenta uma textura granular média (**Fig. 46a**), tendo sido identificados minerais do grupo de serpentina e magnesite. Ocorrem diversos tipos de texturas secundárias, entre as quais texturas em malha (Wicks & Whittaker, 1977; Wicks *et al.*, 1977) (**Fig. 46b**). Por outro lado, foram identificadas texturas pseudomórficas em ampulheta puras (Wicks *et al.*, 1977), por vezes bordejadas por veios de serpentina (**Fig. 46c**). Recorde-se que estes correspondem a aspetos decorrentes da alteração de olivina.

À semelhança da amostra anterior, também nesta rocha a serpentinização se dá a partir de fraturas na rocha, formando inúmeros veios de serpentina, por vezes acompanhados de espinelas (**Fig. 46a, d e e**). A interseção entre veios de serpentina (**Fig. 46e**), pode ser indicativa de um processo de alteração polifásico.

A magnesite também identificada preenchendo fraturas na rocha (**Fig. 46f**).



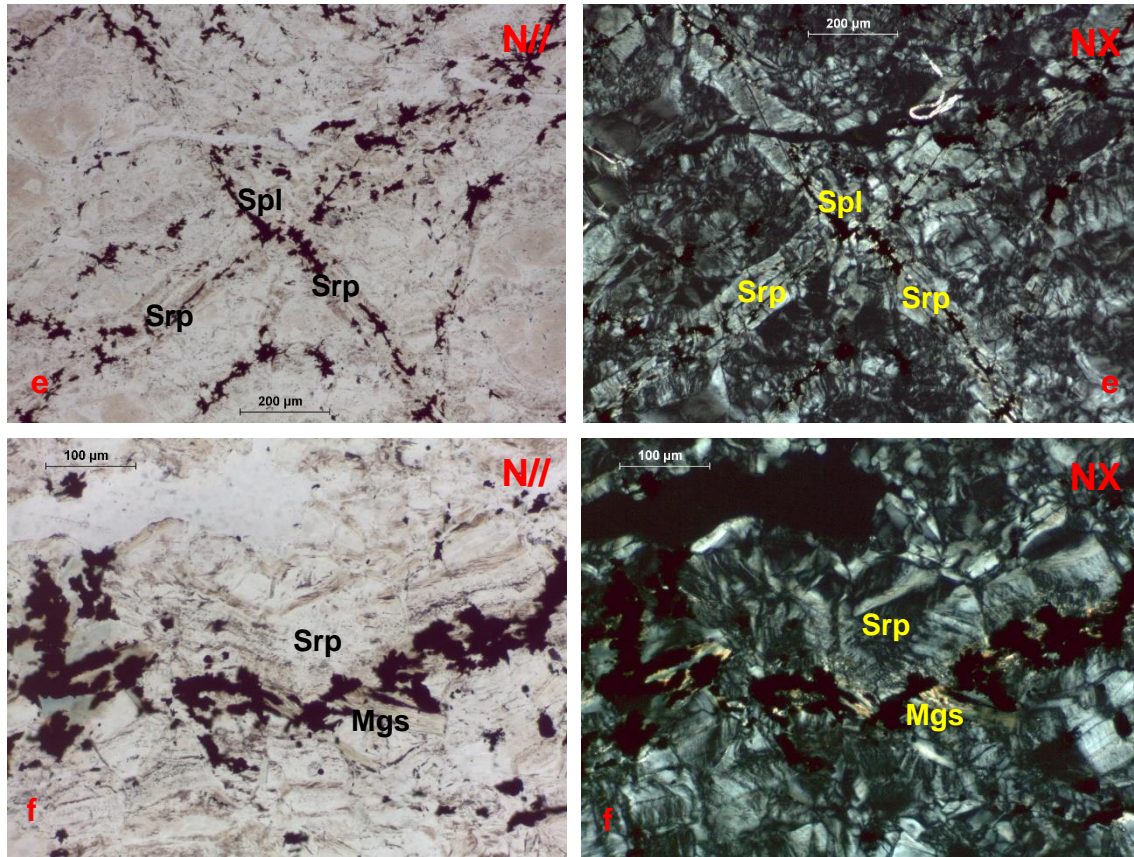
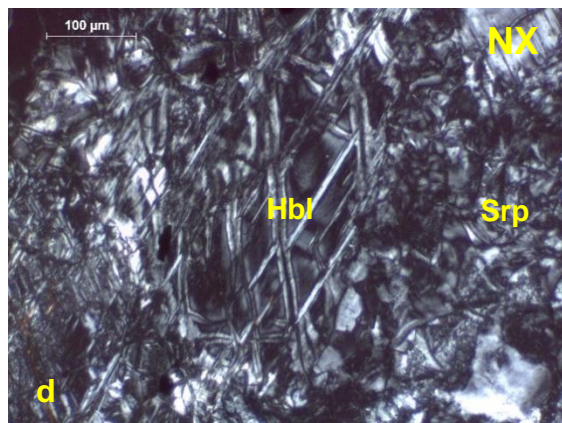
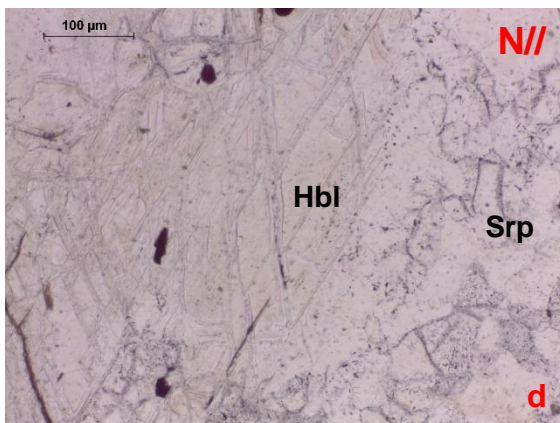
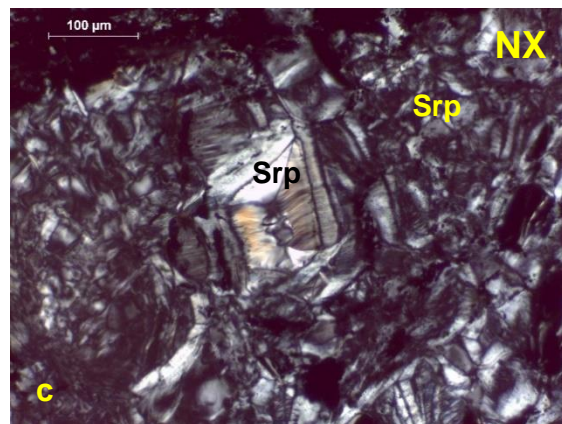
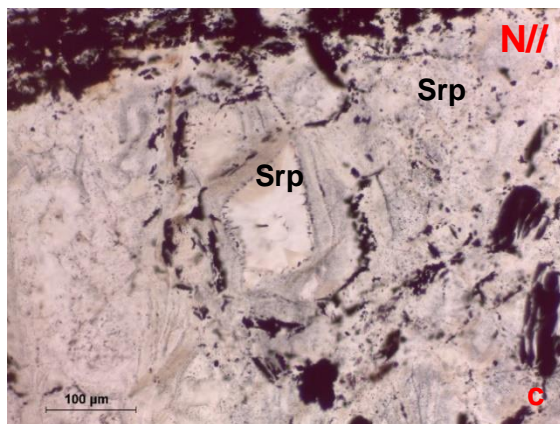
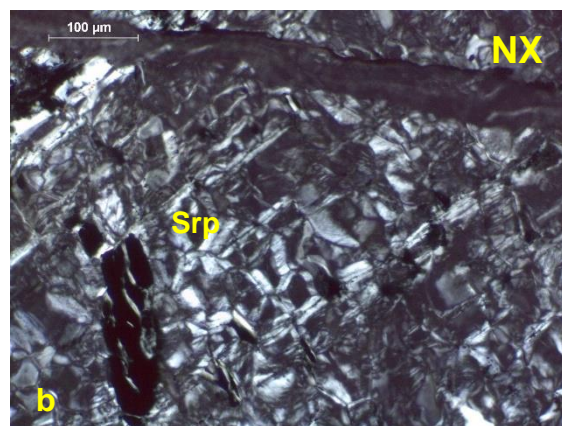
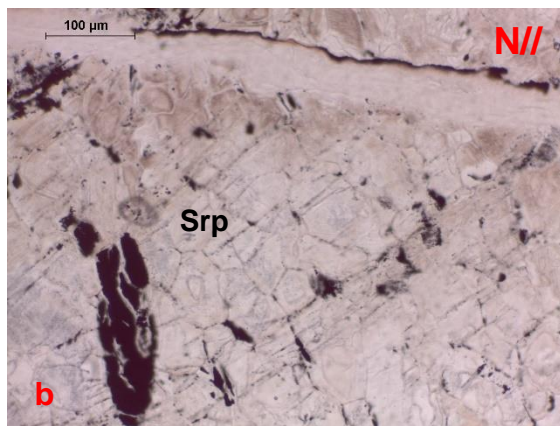
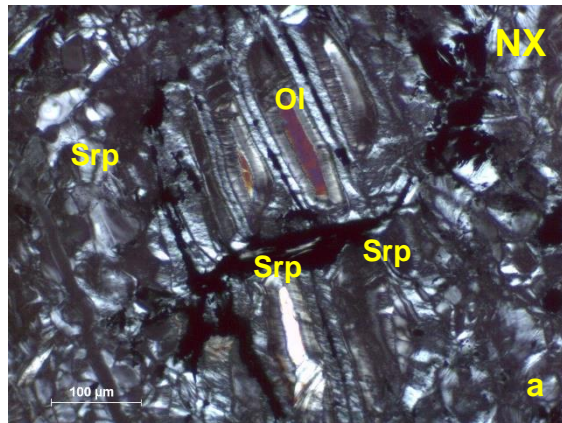
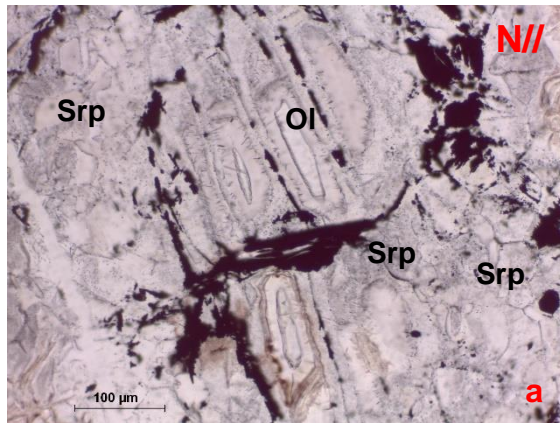


Fig. 46 - a) Textura granular média; b) Textura em malha intersetada por veio de serpentina (Srp), acompanhado de espinelas (Spl); c) Pura textura pseudomórfica em ampulheta, bordejada por veios de serpentina (Srp); d) Veio de serpentina (Srp) acompanhado por espinelas (Spl); e) Interseção de veios de serpentina (Srp), acompanhados por espinelas (Spl); f) Magnesite (Mgs) preenchendo fissura na rocha.

Amostra AL-15

Esta amostra corresponde a um afloramento dunítico a oeste de Alimonde, nas proximidades da EM1186 (**Pág. 45, Cap. 5.1.; Tabela 2**). Trata-se de um dunito, com evidências de um intenso processo de alteração hidrotermal. Conserva ainda relíquias de olivina (forte relevo), por vezes muito fraturada (**Fig. 47a**). Observam-se também anfíbulas, com clivagens a 120° (**Fig. 47d**). Entre as fases secundárias, foram identificados minerais do grupo da serpentina, resultando numa rocha de textura fina. Os principais aspetos de alteração prendem-se com a alteração de olivinas, por vezes a partir dos bordos e fissuras (**Fig. 47a**), podendo conduzir à formação de texturas em malha (Wicks & Whittaker, 1977; Wicks *et al.*, 1977) (**Fig. 47b**) e texturas pseudomórficas em ampulheta (**Fig. 47c**). Verifica-se também a substituição de cristais de hornblenda por serpentina, a partir dos seus planos de clivagem (**Fig. 47d**). Para além disso, a serpentinização a partir de fraturas na rocha pode verificar-se pela presença de veios de maiores dimensões (**Fig. 47e**).



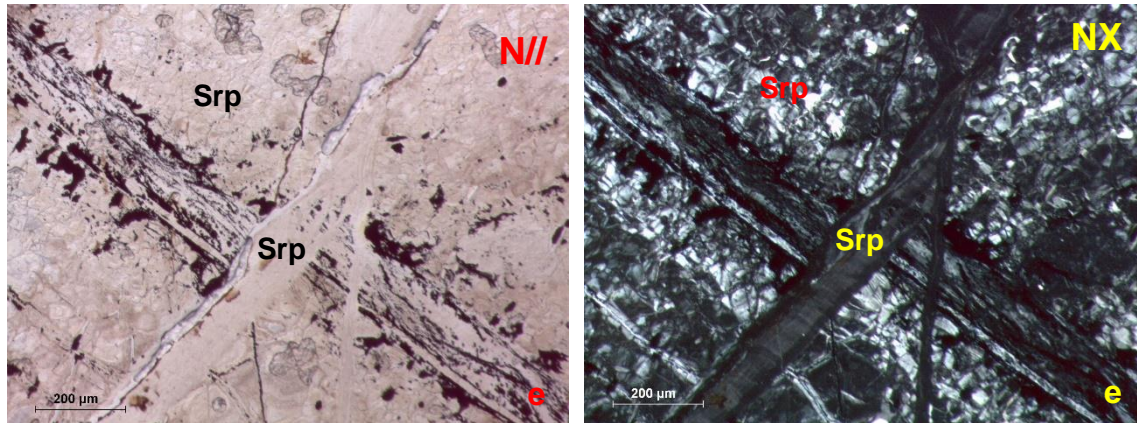
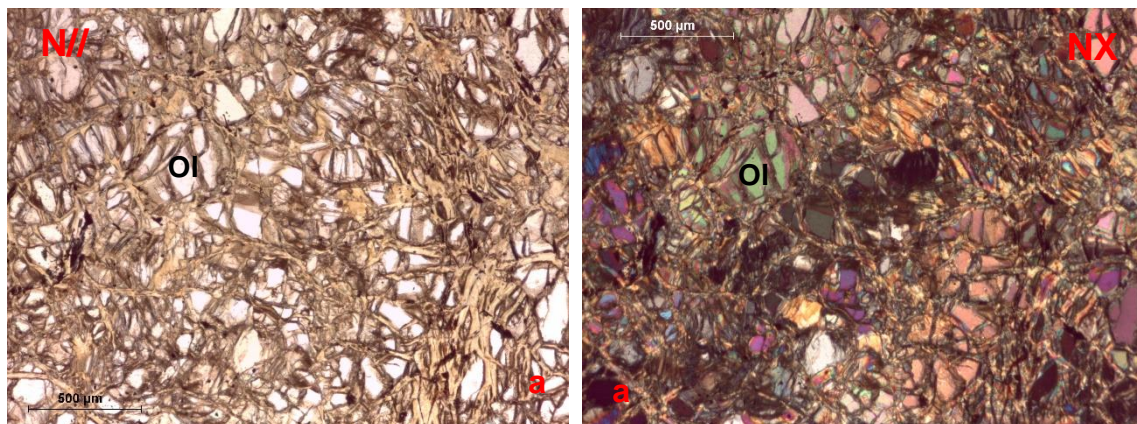


Fig. 47 - a) Alteração da olivina (Ol) a partir dos bordos e/ou fissuras; b) Textura em malha; c) Textura pseudomórfica em ampulheta; d) Substituição de hornblenda (Hbl) a partir dos seus planos de clivagem; e) Veio de serpentina (Srp).

Amostra AL-16

Esta amostra foi recolhida num afloramento dunítico, numa antiga exploração de cromite, a oeste de Alimonde, nas proximidades da EM1186 (**Pág. 45, Cap. 5.1.; Tabela 2**). Corresponde a um dunito petrograficamente caracterizado, fundamentalmente, pela presença de relíquias de olivina (forte relevo e cores de polarização elevadas), acompanhada por menores quantidades de piroxenas (clivagens a 90°) e anfíbolos (clivagens a 120°), numa matriz possivelmente magnesítica (**Fig. 48a**). Deste modo, esta rocha difere das anteriormente descritas pela coloração amarelada que lhe poderá ser conferida pela forte presença de magnetite. Trata-se de uma rocha com uma textura primária fanerítica (**Fig. 48a**). São notórios os efeitos da ação tectónica e hidrotermal, com uma forte fragmentação dos minerais primários (**Fig. 48a**), verificando-se a substituição das relíquias olivínicas, ao longo de fraturas e limites entre cristais, por serpentina, originando veios, acompanhados por espinelas ao longo do eixo (**Fig. 48b**).



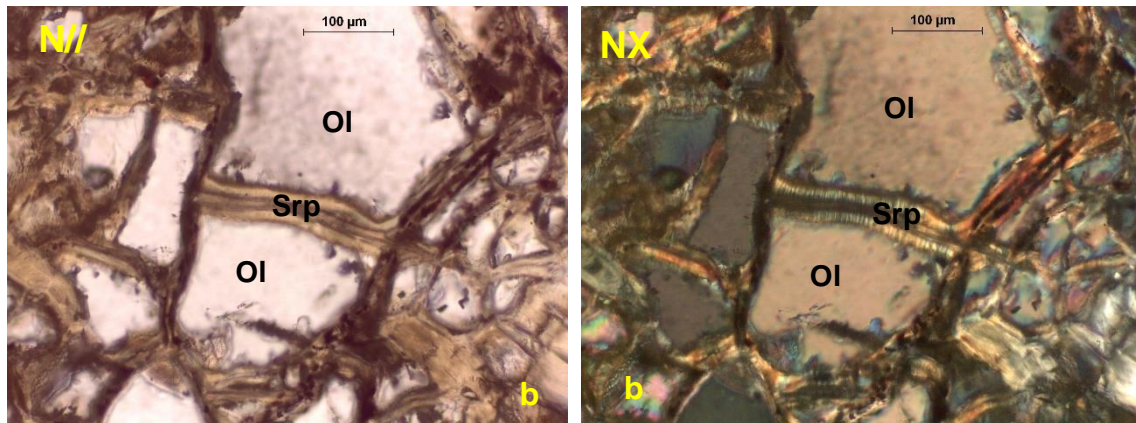


Fig. 48 – a) Rocha com textura fanerítica, composta maioritariamente por olivina (Ol), fortemente fraturada, numa matriz amarelada, possivelmente magnésítica; b) Substituição de olivina (Ol) a partir dos bordos e/ou fissuras, originando veios de serpentina (Srp), com fibras perpendiculares acompanhados por espinelas.

6.3.3. PIROXENITO

De acordo com Santos (1998), os piroxenitos materializam, frequentemente, leitões intercalados com peridotitos. Este autor caracteriza aqueles que designa por piroxenitos *comuns* como rochas com texturas isotrópicas, constituídas por cristais anédricos, de dimensões maioritariamente milimétricas. Na sua composição mineralógica apresentam, maioritariamente, piroxenas e hornblenda, podendo esta substituir parcialmente as anteriores ou preencher espaços vazios. Para além disso, a sua composição contempla ainda minerais opacos, apesar de em quantidades muito pouco significativas, sendo a maioria destes aparentemente tardios.

Do ponto de vista mineralógico, a composição dos piroxenitos varia, geralmente, entre as proporções máximas e mínimas de clinopiroxenas e ortopiroxenas, apresentando, também, olivina. Santos (1998) refere que estas rochas terão sofrido fortes alterações no decorrer da exumação varisca, que terão consistido, no caso das rochas em que predominariam as clinopiroxenas, num processo de anfibolitização, resultando em rochas constituídas praticamente apenas por hornblenda, com texturas nematoblásticas. Quanto aos ortopiroxenitos, aparentam ter sofrido processos de serpentinização, com formação de talco, tremolite, serpentina e opacos.

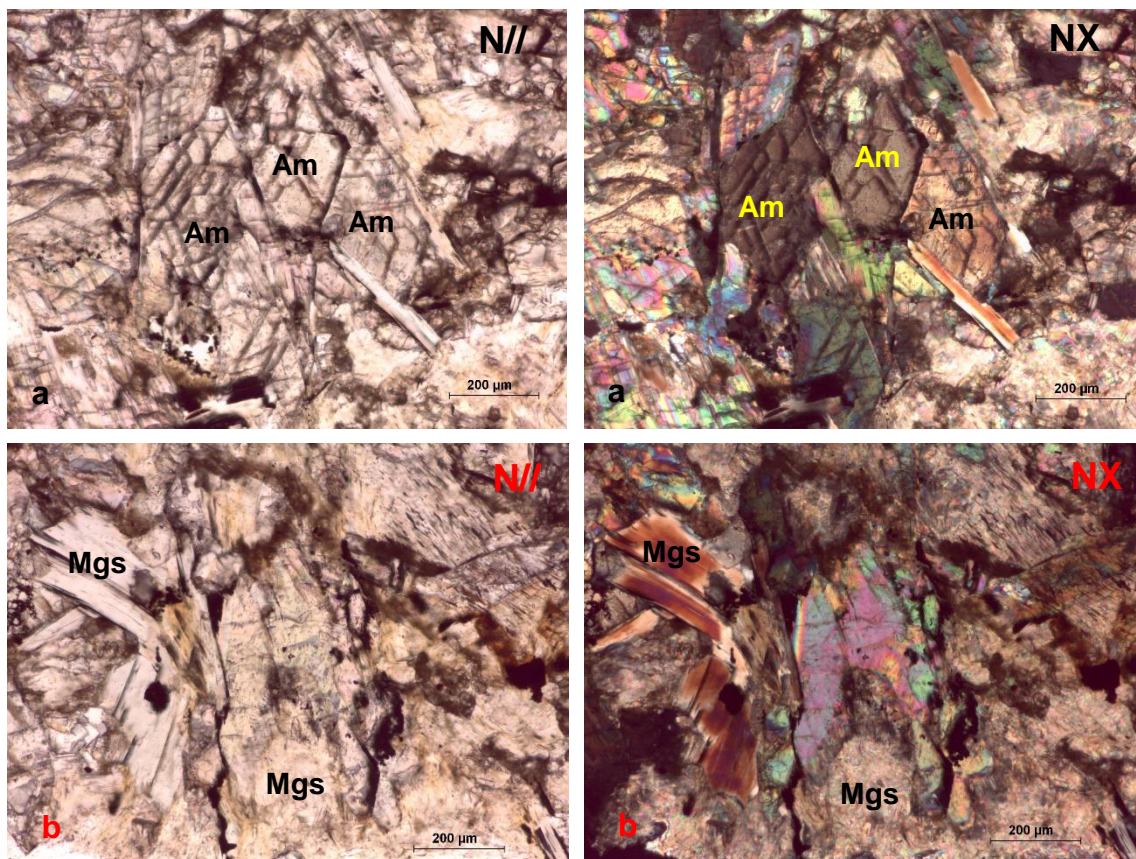
6.3.3.1. PETROGRAFIA DO PIROXENITO ALTERADO

Amostra AL-18

Esta rocha foi recolhida a sul de Alimonde, nas proximidades do troço da EM1186 que liga Alimonde e Carrazedo (**Pág. 49, Cap. 5.1.; Tabela 2**), num afloramento *boudinado*. Foi considerado, no campo, como um bronzitito, sendo possível, observar,

em amostra de mão, cristais de bronzite (uma variedade de enstatite, de acordo com Morimoto *et al.*, 1988), caracterizada por um brilho submetálico, de cor bronze, ao longo dos planos de clivagem. À escala macroscópica, a rocha parece apresentar uma textura foliada, evidenciando o que se assemelha a um bandado de alteração, definindo camadas com tons amarelados, devidos a processos de alteração.

Trata-se de uma rocha fortemente anfibolitizada, composta maioritariamente por minerais secundários do grupo das anfíbolas (cores de polarização muito elevadas; direções de clivagem a 120°) (**Fig. 49a e b**). Conserva ainda relíquias de minerais primários, nomeadamente piroxenas (uma direção de clivagem bem marcada) (**Fig. 49c**) e olivina (relevo forte) (**Fig. 49d**), numa matriz possivelmente magnésítica (**Fig. 49**). São também perceptíveis zonas com forte presença de óxidos de ferro ao longo de veios (**Fig. 49b**).



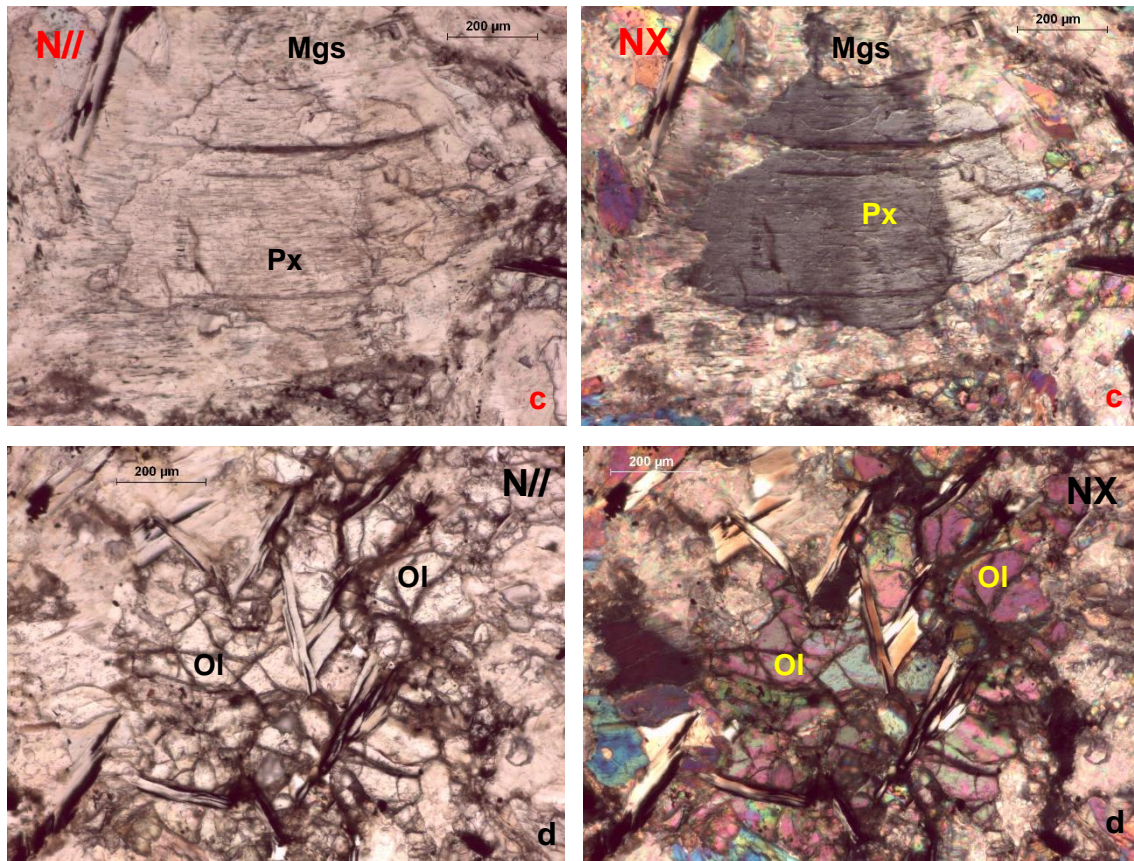


Fig. 49 - a) Anfíbulas (Am), entre as quais hornblenda, numa matriz possivelmente magnésítica ; b) Precipitação de óxidos de ferro ao longo de fissuras e magnesite (Mgs); c) Relíquia de piroxena (Px); d) Relíquias de olivina (Ol).

Amostra AL-19

Esta amostra corresponde a uma espécie de piroxenito denominado bronzitito, correspondente a uma amostra marcada pelo que parece uma alternância entre níveis peridotíticos e bronzitíticos, recolhida a sul de Alimonde, a poucos quilómetros do troço da EM1186 que liga Alimonde a Carrazedo (**Pág. 49, Cap. 5.1.; Tabela 2**). Em amostra de mão, são visíveis cristais de piroxenas de tom bronze, designadas por bronzite, tendo, por isso sido classificado como um bronzitito. Corresponde a uma rocha com uma textura fanerítica média a grosseira. A sua composição é dominada, essencialmente, por minerais dos grupos das anfíbulas (clivagens a 120°) (**Fig. 50a**) e piroxenas (clivagens a 90°) (**Fig. 50b**), com presença também de olivina (forte relevo e cores de polarização elevadas). Ocorrem pontuais aspetos de alteração em minerais serpentinosos e o que se pensou corresponder a biotite hidrotermal (**Fig. 50c**). São visíveis zonas de alteração acentuada, com aspetos possivelmente devidos a processos de oxidação (**Fig. 50d**).

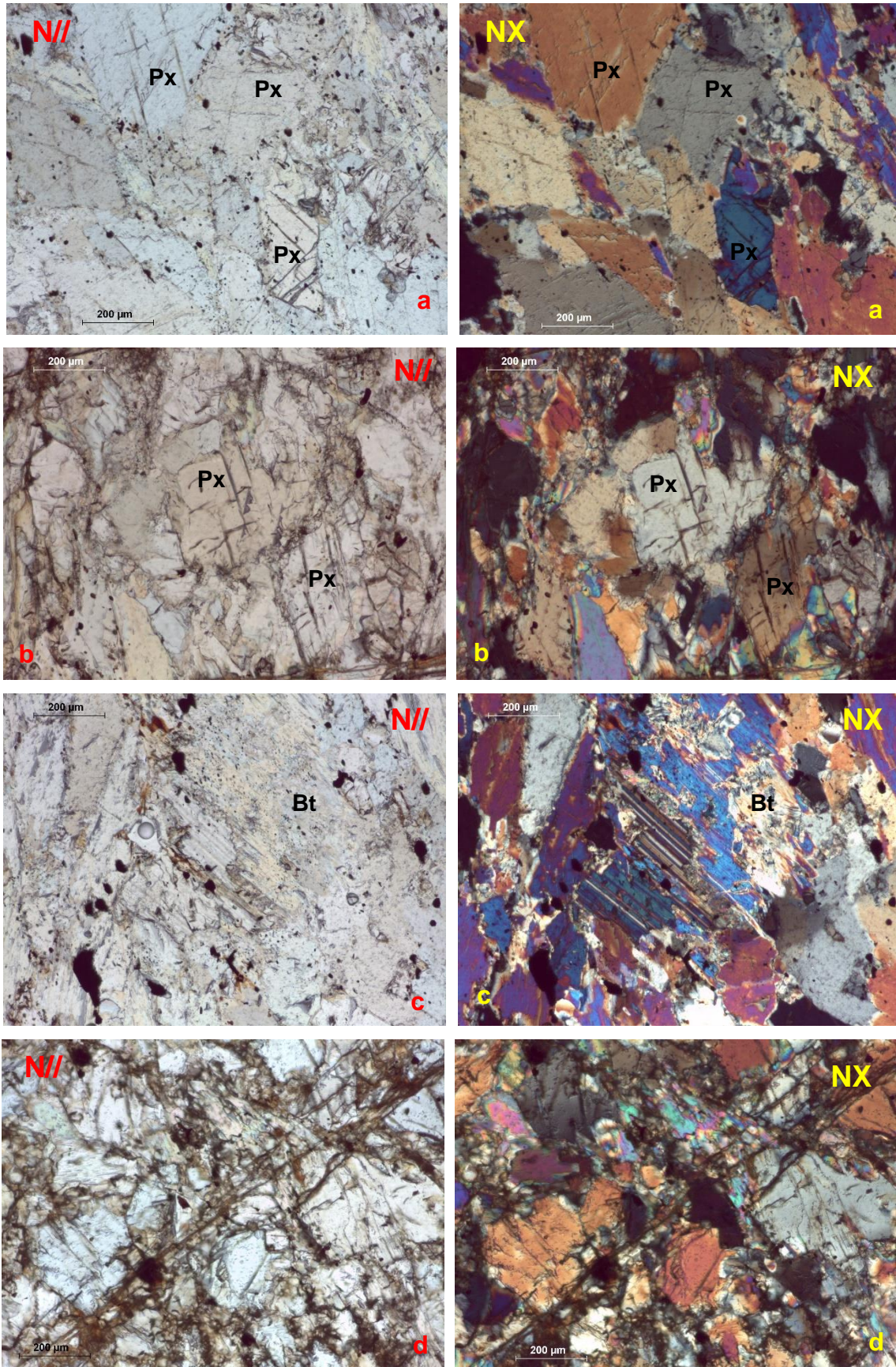


Fig. 50 - a) Rocha com uma textura fanerítica média a grosseira; b) Minerais do grupo das piroxenas (Px); c) Alteração dos minerais primários em biotite (Bt) hidrotermal; d) Zona de alteração por oxidação, ao longo de uma fissura na rocha.

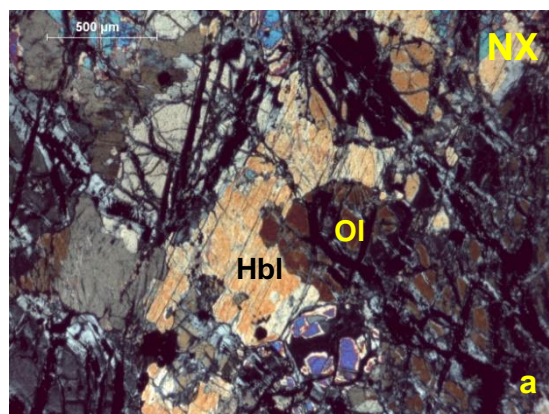
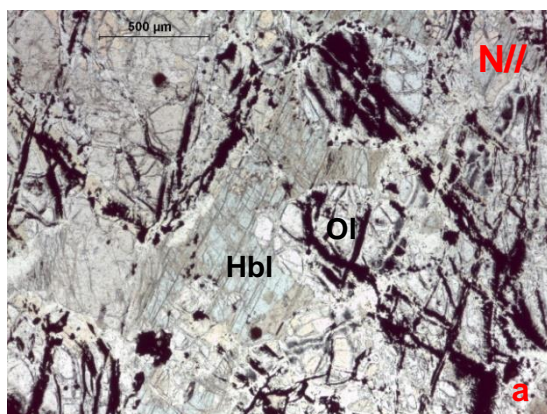
6.3.4. PICRITO (MARQUES 1989, 1994)

Amostra AL-17

Esta amostra foi recolhida a sul Alimonde, nas proximidades do troço da EM1186 que liga Alimonde a Carrazedo (**Pág. 46, Cap. 5.1.; Tabela 2**), num afloramento onde os níveis ultrabásicos fortemente alterados contactam com a formação do Gnaiss de Conlelas, correspondendo à rocha descrita por Marques (1989,1994) como um picrito.

Como referido no parágrafo anterior, esta amostra corresponde ao picrito identificado por Marques (1989, 1994), contudo, petrograficamente, parece apresentar uma textura primária fanerítica, com evidências de alteração hidrotermal. As fases minerais primárias consistem em olivina – com relevo elevado e birrefringência forte – fortemente fraturada e alterada a partir dos planos de fissuração (**Fig. 51a e b**), a que se juntam, em quantidades similares, piroxenas, com planos de clivagens a 90° e macladas (**Fig. 51c**).

A olivina surge, de um modo geral, alterada para minerais do grupo de serpentina a partir dos bordos ou fissuras, originando veios de serpentina, alguns acompanhados por espinelas ao longo do eixo central (**Fig. 51b**). A esta fase silicatada secundária, vem juntar-se uma fase carbonatada, também de neoformação, constituída por magnesite. Esta surge sob a forma de agregados microgranulares (**Fig. 51c**), aleatoriamente dispersos na rocha ou preenchendo fissuras ou planos de clivagem nos silicatos primários (**Fig. 51d**). Verifica-se ainda a presença de anfíbolos, possivelmente associadas a metamorfismo retrogradante, predominantemente hornblenda, com planos de clivagem a 120° e pleocroísmo forte (**Fig. 51a**).



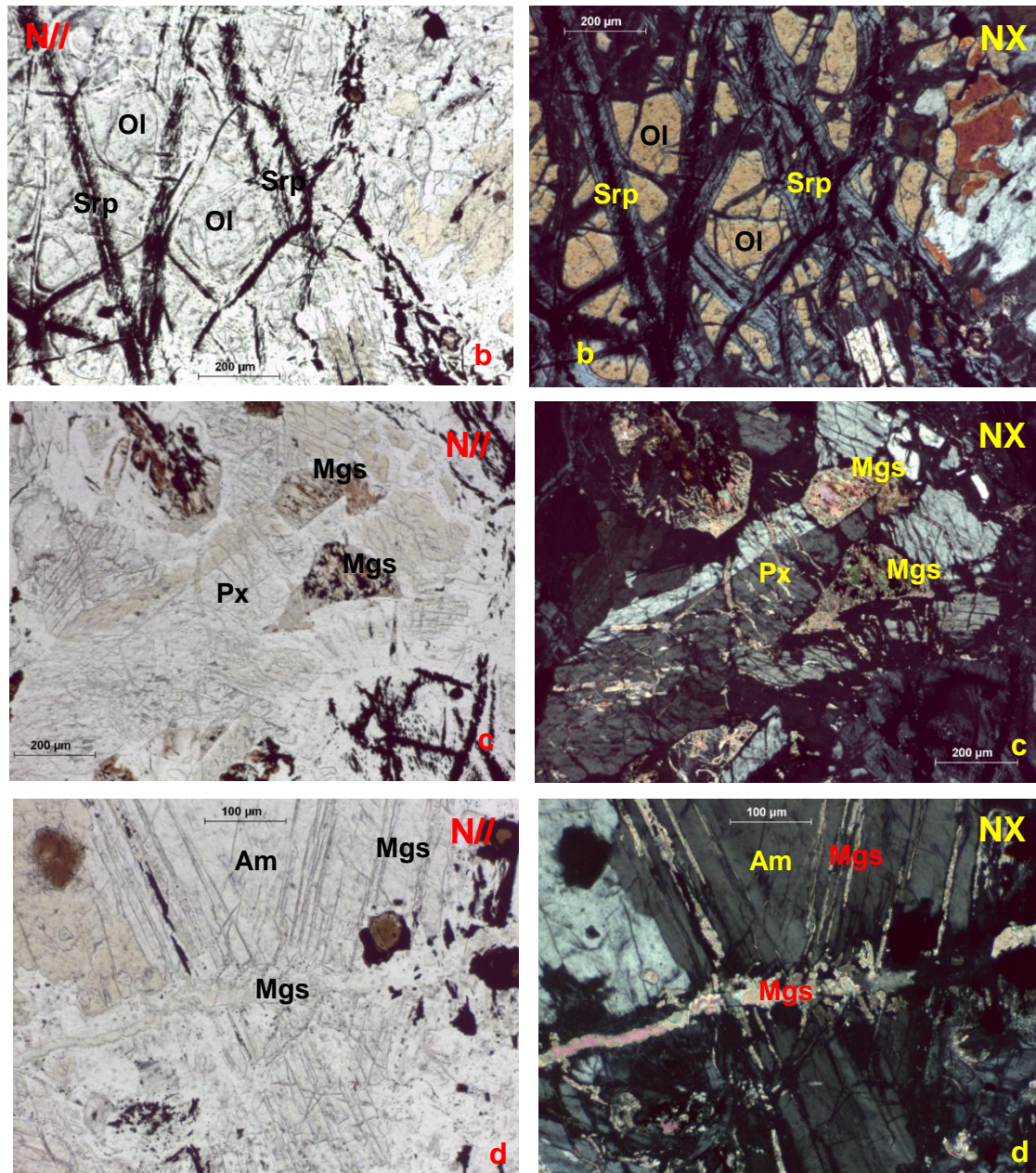


Fig. 51 – a) Picrito, com uma textura primária fanerítica; identifica-se olivina (Ol) (forte relevo e forte fraturação) e hornblenda (Hbl) (clivagens a 120° e pleocroísmo intenso); b) Veios de serpentina (Srp) formados a partir dos bordos e fissuras nos cristais de olivina (Ol); c) Piroxena (Px) (clivagens a 90° e macla característica) parcialmente substituída por magnesite (Mgs); d) Magnesite (Mgs) ao longo de fissuras e planos de clivagem de minerais primários, neste caso, minerais do grupo das anfíbolos (Am).

6.4. ESTUDO MINERALÓGICO DOS MINERAIS OPACOS

Nas rochas ultrabásicas do CAS da região de Alimonde foram identificadas, com recurso às técnicas de microscopia óptica de luz refletida e de SEM-EDS, as seguintes fases minerais metálicas: cromite, magnetite, pentlandite e pirite. Refira-se que, devido a limitações relacionadas com o equipamento utilizado, a identificação destas fases metálicas não apresenta um elevado grau de confiança.

6.4.1. CROMITE (FeCr_2O_4)/ ESPINELA CROMÍFERA

Foi assinalada a presença de cromite/ espinela cromífera em todos os tipos litológicos estudados (amostras **AL-9.2**, **AL-10**, **AL-14**, **AL-16**, **AL-17**, **AL-18** e **AL-19**). Verificou-se a ocorrência desta espécie mineral sob diferentes formas, apresentando diferentes hábitos e relações texturais. Deste modo, esta assume a forma de cristais com hábitos e dimensões variáveis, de anédricos (**Fig. 52a e c**) a aproximadamente euédricos (**Fig. 52**), fortemente fraturados e, por vezes, com aspeto poroso, devido à ação dos processos de alteração hidrotermal que terão atuado sobre as rochas ultrabásicas do CAS (**Fig. 52a, b e c**). Para além disso, ocorrem cristais e agregados de espinelas de pequenas dimensões, por vezes, ao longo de planos de fratura (**Figs. 52b e c**) e fissuras nos cristais de maiores dimensões. Para além disso, parecem acompanhar, por vezes, veios de serpentina (**Fig. 53**).

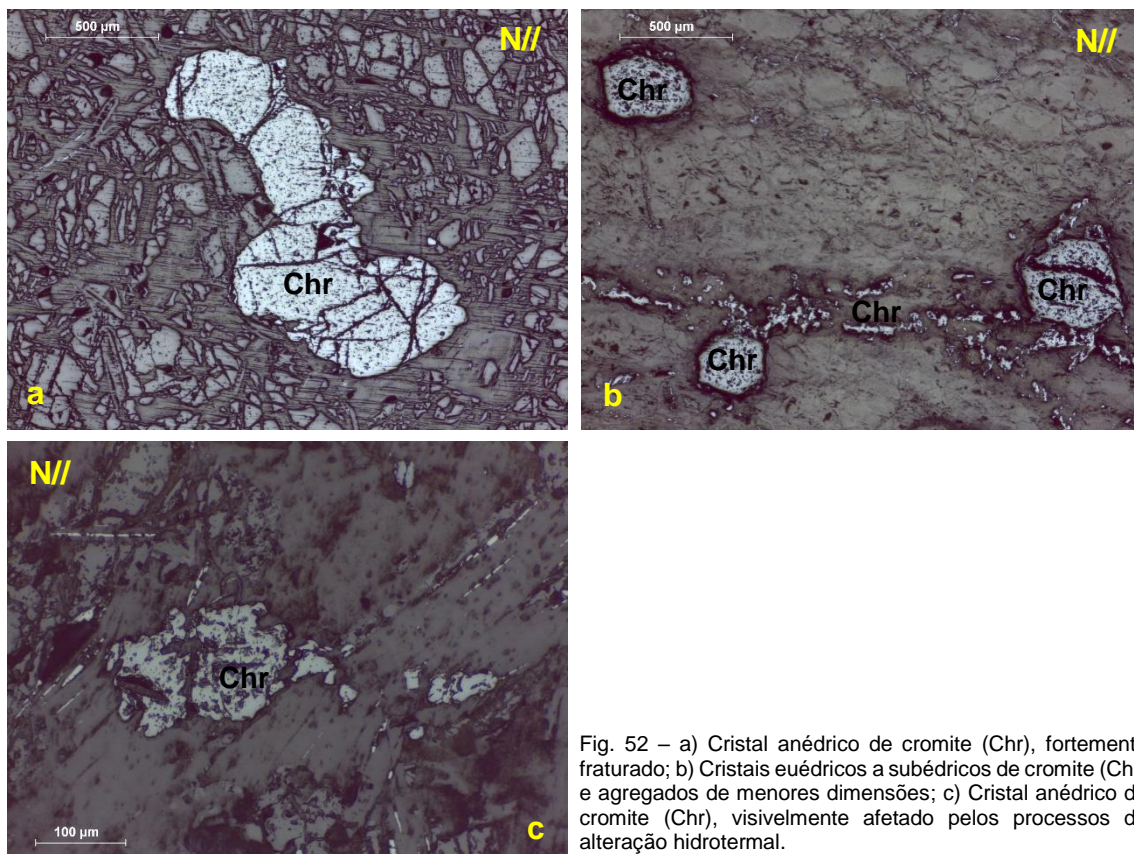


Fig. 52 – a) Cristal anédrico de cromite (Chr), fortemente fraturado; b) Cristais euédricos a subédricos de cromite (Chr) e agregados de menores dimensões; c) Cristal anédrico de cromite (Chr), visivelmente afetado pelos processos de alteração hidrotermal.

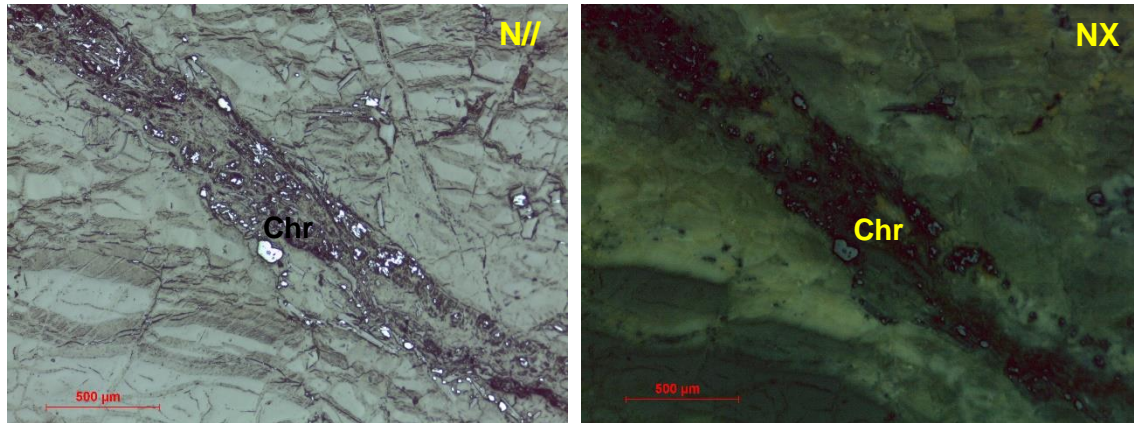
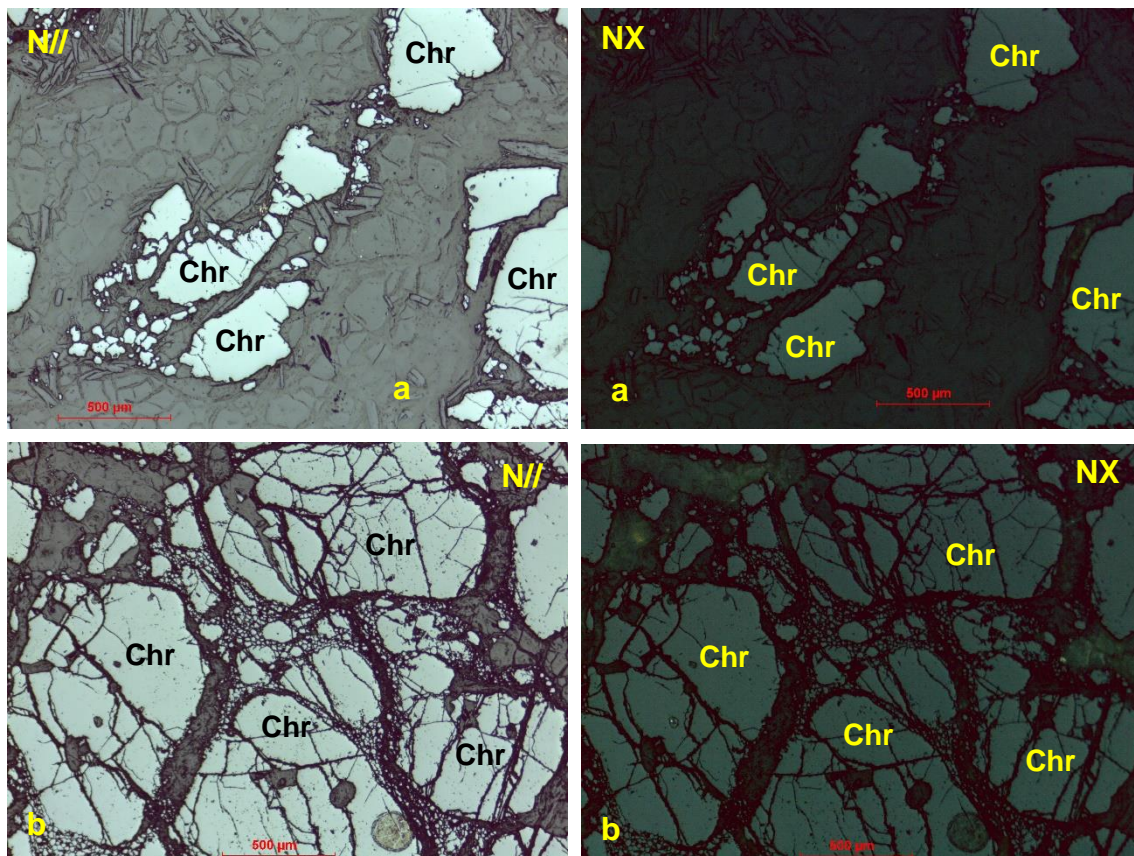


Fig. 53 - Cromite (Chr) acompanhando um veio de serpentina.

Foram ainda estudadas petrograficamente rochas quase totalmente constituídas por cromite (**Fig. 54**), a partir de superfícies polidas fornecidas por C. Meireles. Nestas rochas, a cromite assume, maioritariamente, a forma de cristais de grandes dimensões, na sua maioria subédricos (**Fig. 54b e c**), e, em alguns casos, anédricos (**Fig. 54a**) e também, em diversos casos, muito fraturados (**Fig. 54b e c**). Para além disso, surge também aqui preenchendo fraturas e fissuras nas rochas e, por vezes, acompanhando veios de serpentina. Pode também surgir sob a forma de agregados nos interstícios entre cristais de maiores dimensões (**Fig. 54b**).



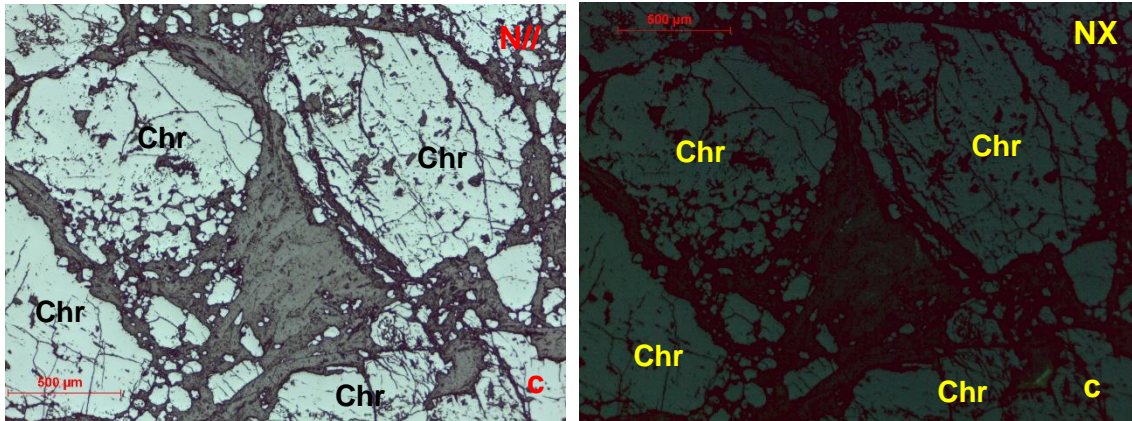


Fig. 54 – Fotografias ao microscópio metalográfico de grandes concentrações de cromite da região de Bragança: a) Cristais de cromite (Chr) e agregados de menores dimensões b) Agregados de cromite (Chr) de pequenas dimensões ocupando interstícios entre cristais de maiores dimensões; c) Cristais de cromite e agregados de menores dimensões (superfícies polidas fornecidas por C. Meireles).

A cromite ocorre, por vezes, associada a diferentes fases metálicas, como magnetite e sulfuretos (pentlandite, pirrotite), estes últimos por vezes inclusos na cromite sob a forma de cristais de pequenas dimensões. No que respeita ao seu conteúdo em Cr, as análises de SEM-EDS indicam um valor máximo de 20,38 wt.% (amostra **AL-9.2**) (**Figs. 55 e 56; Tabela 4**) e um valor mínimo de 0,02 wt.% (amostra **AL-15**).

Por outro lado, foram detetados por SEM-EDS, vestígios de Co em alguns cristais de cromite (amostras **AL-10**, **AL-14**, **AL-15**, **AL-16** e **AL-18**) com valores compreendidos entre os 0,05 wt.% (campo na amostra **AL-18**) e os 0,96 wt.% (**AL-10**) (**Figs. 57 e 58; Tabela 5**). Nas amostras **AL-14**, **AL-16**, **AL-18** e **AL-19** foi detetada a presença de Pt associada à cromite, com valores compreendidos entre os 0 wt.% e os 0,27 wt.% (campo na amostra **AL-14**) (**Figs. 59, 60, 61 e 62; Tabela 6**).

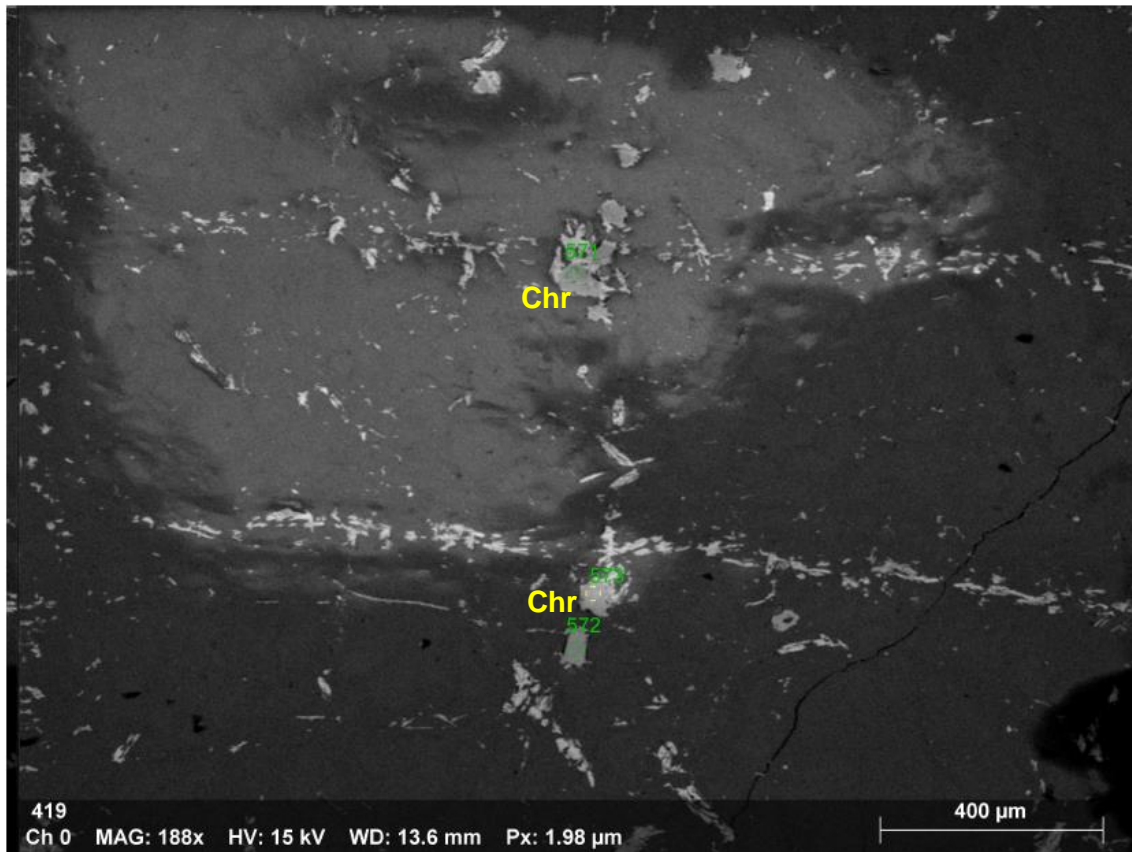


Fig. 55 - Fotografia obtida por SEM, em eletrões retrodifundidos (BSE), de um campo selecionado na amostra **AL-9.2**, para análise EDS de fragmentos de cromite (Chr), assinalados pelos pontos 571, 572 e 573.

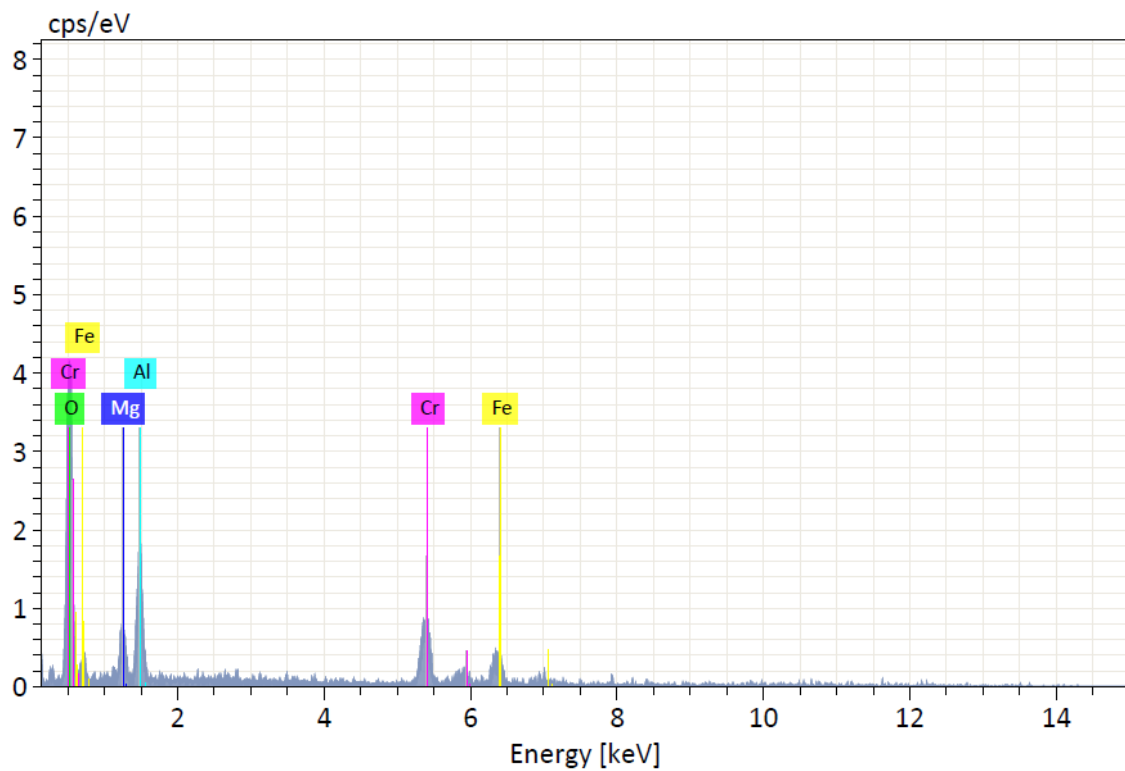


Fig. 56 - Espectro EDS obtido a partir da análise do ponto 573 (cromite), da amostra **AL-9.2**.

Tabela 4 - Tabela obtida da análise EDS do ponto 573 (cromite), da amostra **AL-9.2**.

573

Element	At. No.	Netto	Mass [%]	Mass Norm. [%]	Atom [%]	abs. error [%] (1 sigma)	rel. error [%] (1 sigma)
O	8	6169	33.14	42.46	65.97	5.03	15.17
Mg	12	1284	3.23	4.14	4.24	0.24	7.48
Al	13	3434	8.46	10.85	9.99	0.47	5.55
Cr	24	2884	20.38	26.11	12.48	0.76	3.72
Fe	26	1237	12.83	16.44	7.32	0.59	4.59
Sum			78.05	100.00	100.00		

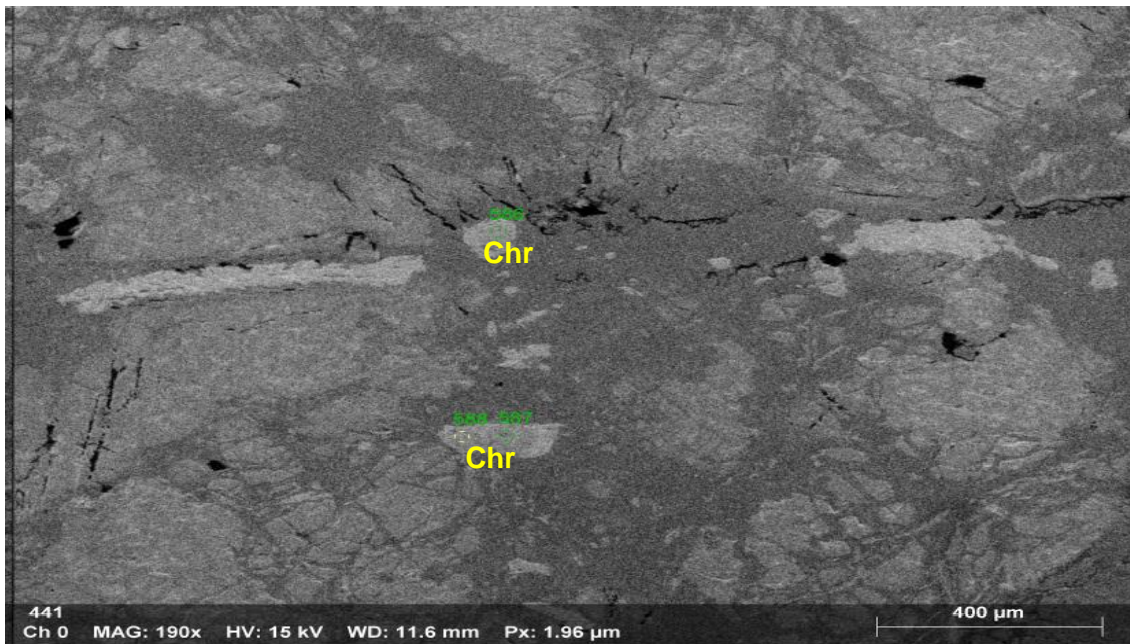


Fig. 57 - Fotografia obtida por SEM, em eletrões retrodifundidos (BSE), de um campo selecionado na amostra **AL-10**, para análise EDS de fragmentos de cromite (Chr), assinalados pelos pontos 586, 587 e 588.

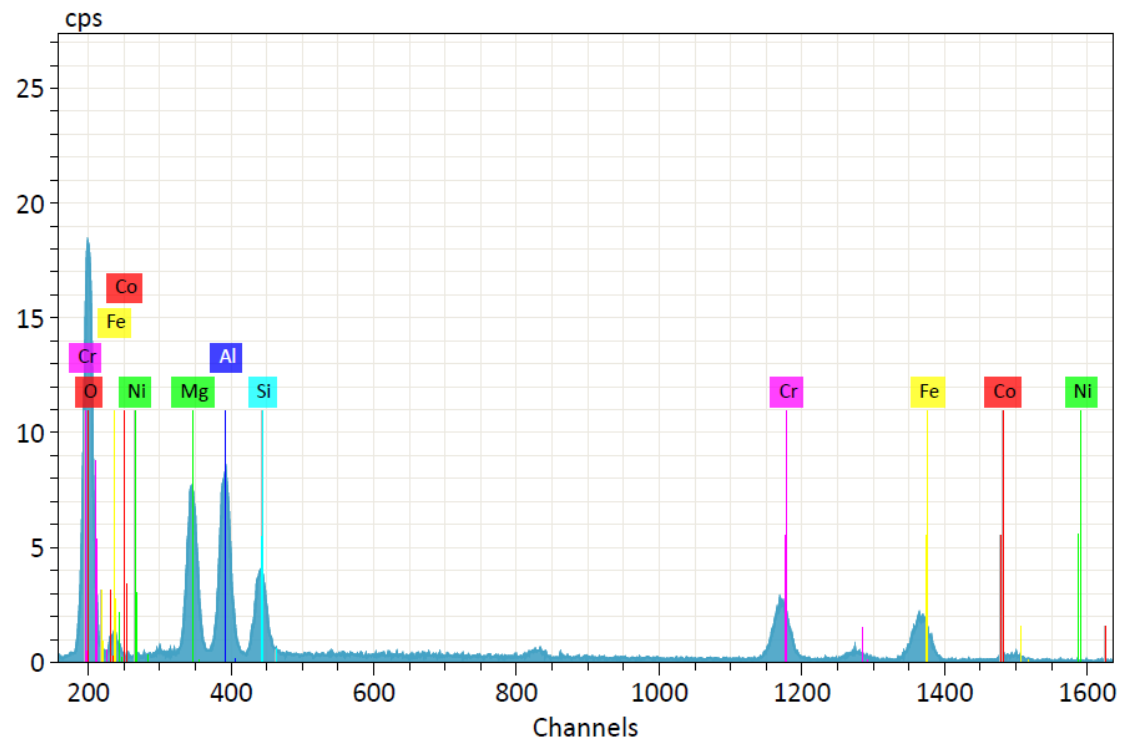


Fig. 58 - Espectro EDS obtido a partir da análise do ponto 586 (espinela cromífera), da amostra **AL-10**.

Tabela 5 - Tabela obtida da análise EDS do ponto 586 (espinela cromífera), da amostra **AL-10**.

586

Element	At. No.	Netto	Mass [%]	Mass Norm. [%]	Atom [%]	abs. error [%] (1 sigma)	rel. error [%] (1 sigma)
O	8	20148	38.76	40.59	60.15	4.99	12.88
Mg	12	10596	11.02	11.54	11.25	0.63	5.72
Al	13	12314	11.61	12.16	10.68	0.58	5.03
Si	14	6039	5.39	5.64	4.76	0.27	4.99
Cr	24	6105	12.34	12.92	5.89	0.42	3.44
Fe	26	4930	15.42	16.14	6.85	0.54	3.53
Co	27	240	0.96	1.01	0.41	0.10	10.32
Ni	28	0	0.00	0.00	0.00	0.00	1.04
Sum			95.50	100.00	100.00		

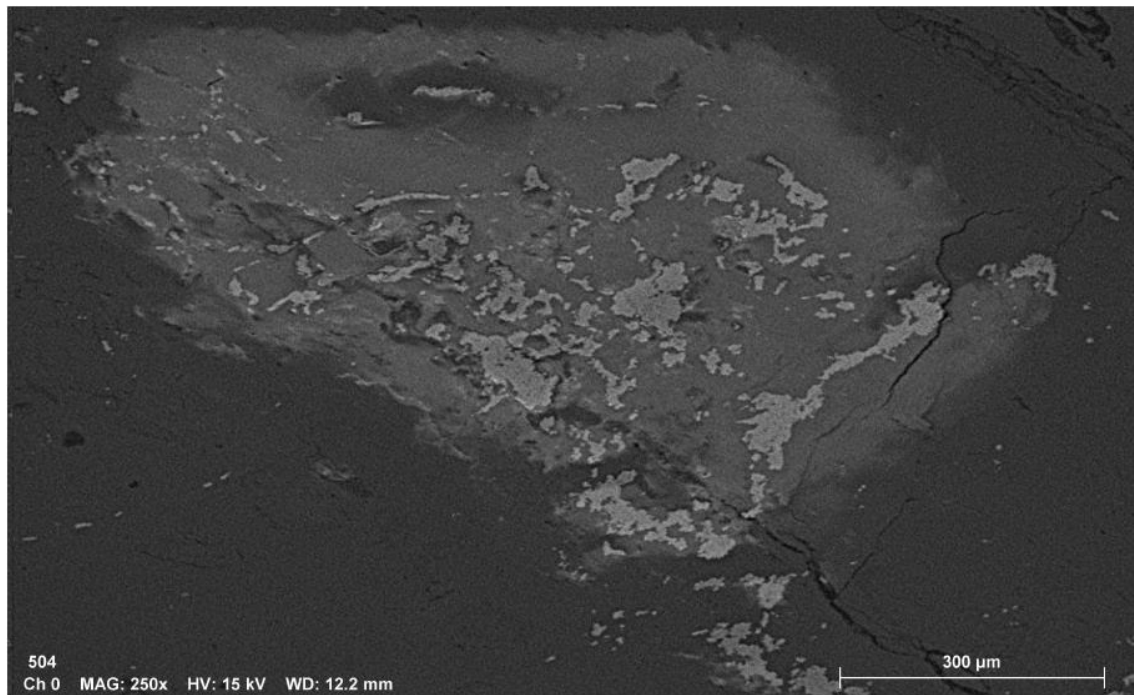


Fig. 59 - Fotografia obtida por SEM, em eletrões retrodifundidos (BSE), de um campo selecionado na amostra **AL-14**.

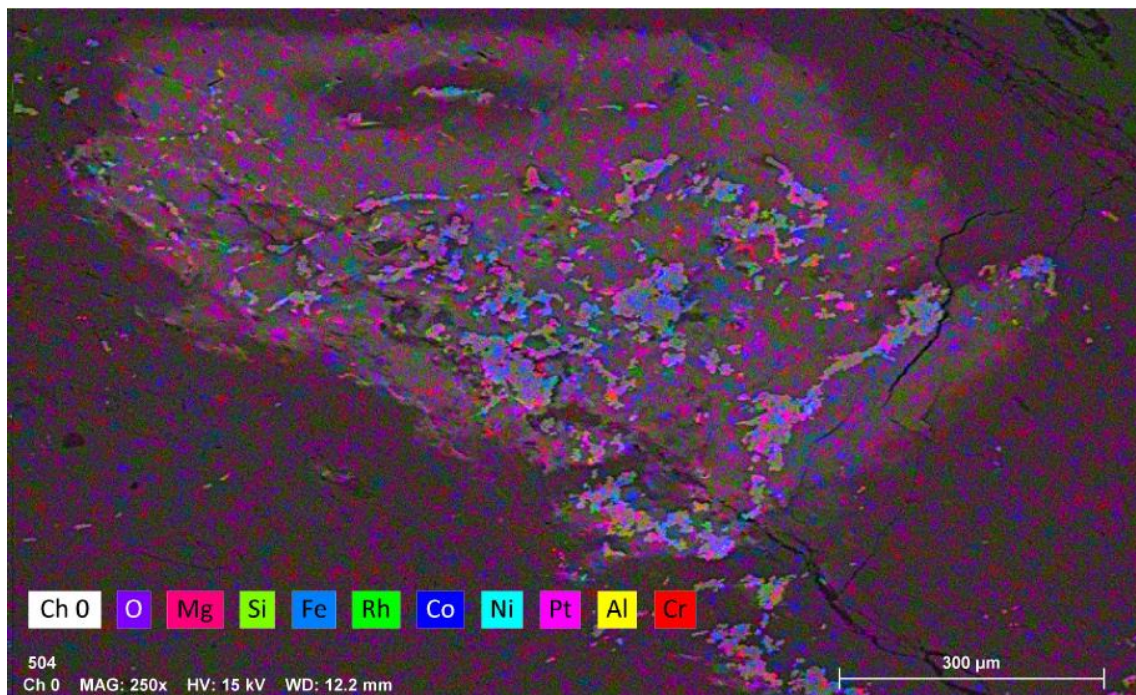


Fig. 60 - Mapa EDS relativo ao campo ilustrado na Fig. 59 (amostra **AL-14**).

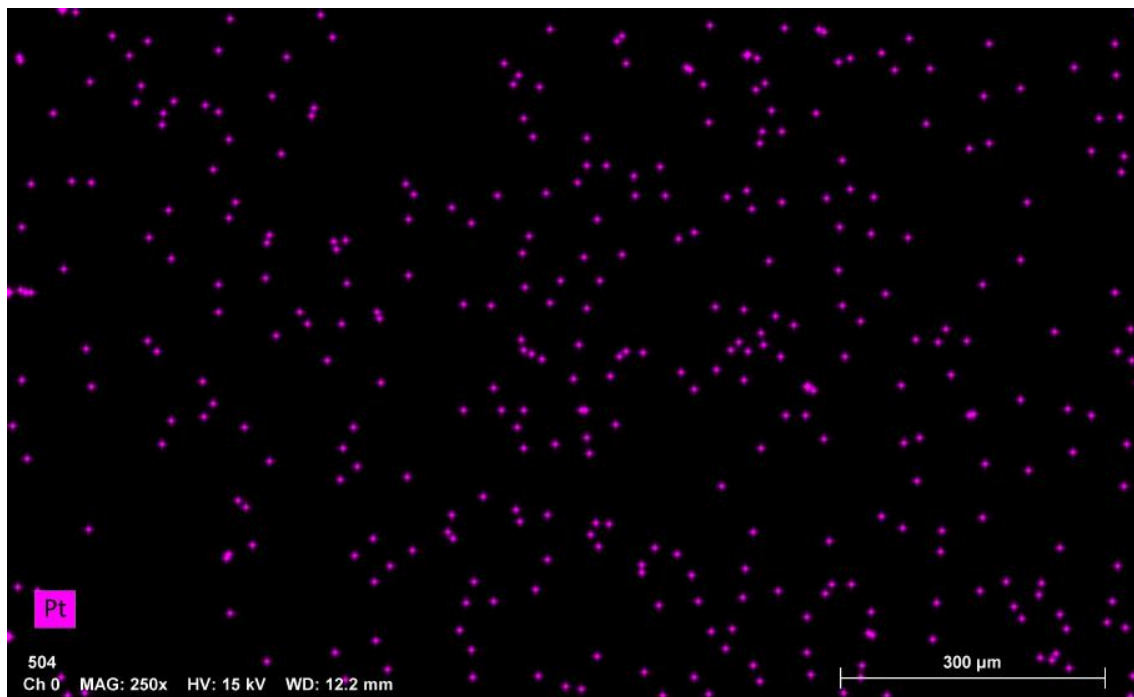


Fig. 61 - Mapa EDS representativo da distribuição da Pt no campo ilustrado nas Figs. 59 e 60 (amostra AL-14).

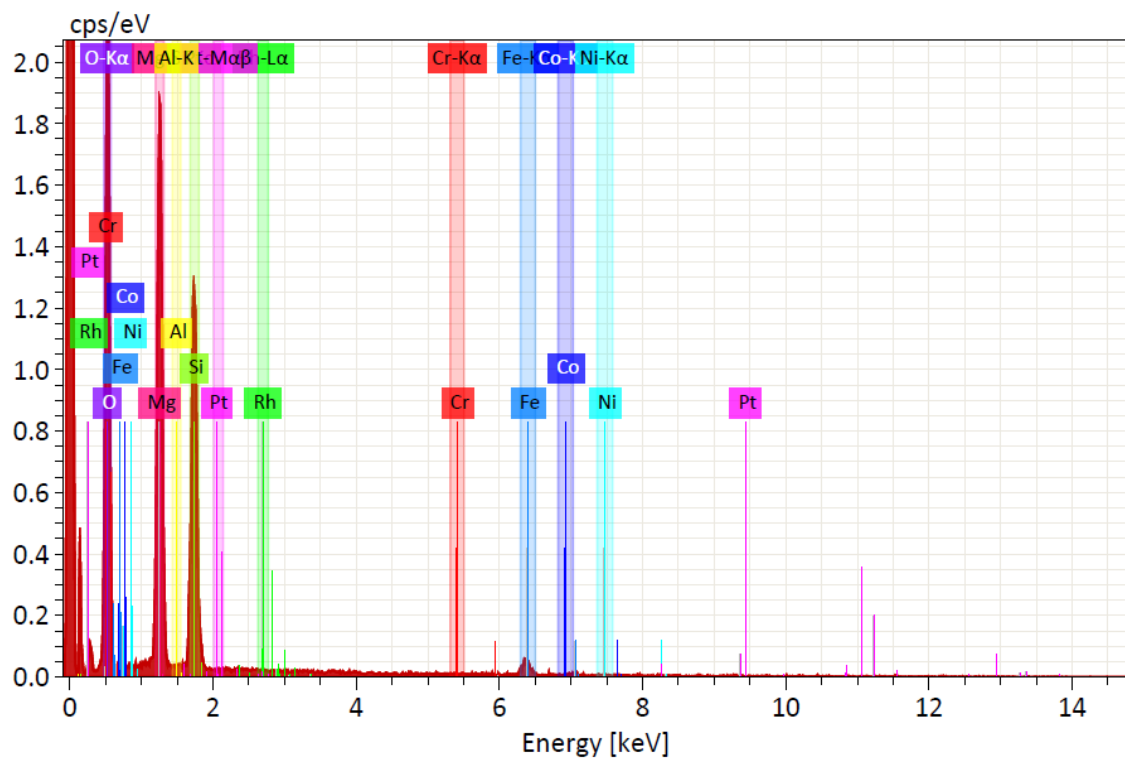


Fig. 62 - Espectro EDS obtido a partir da análise do campo ilustrado nas Figs. 59, 60 e 61 (amostra AL-14).

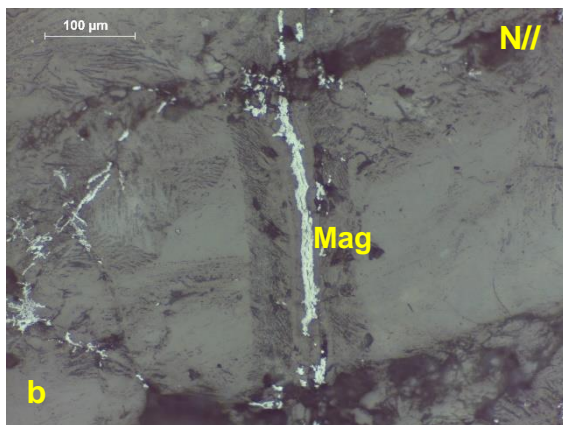
Tabela 6 - Composição química quantitativa dos elementos presentes no campo ilustrado nas Figs. 59, 60 e 61 (amostra AL-14).

Map

Element	At. No.	Netto	Mass [%]	Mass Norm. [%]	Atom [%]	abs. error [%] (1 sigma)	rel. error [%] (1 sigma)
O	8	16277	70.78	54.45	66.99	9.32	13.17
Mg	12	16501	30.65	23.58	19.10	1.69	5.50
Al	13	181	0.38	0.29	0.21	0.06	16.97
Si	14	12838	22.83	17.56	12.31	1.01	4.44
Cr	24	2	0.01	0.01	0.00	0.01	76.17
Fe	26	789	4.84	3.73	1.31	0.27	5.51
Co	27	14	0.10	0.08	0.03	0.05	51.62
Ni	28	17	0.14	0.11	0.04	0.06	43.43
Rh	45	0	0.00	0.00	0.00	0.00	1.24
Pt	78	71	0.27	0.20	0.02	0.06	23.25
Sum			130.01	100.00	100.00		

6.4.2. MAGNETITE (Fe_3O_4)

A magnetite encontra-se presente em todos os litótipos estudados, à semelhança da cromite. Esta ocorre principalmente ao longo de planos de fraturação e fissuras na rocha, materializando veios, e acompanhando também, por vezes, veios de serpentina, ao longo do eixo central de veios bi ou tripartidos (Francis, 1956; Coats, 1968 *in* Wicks *et al.*, 1977), por exemplo (**Fig. 63**) Na **Fig. 63 a**) é possível observar um processo de martitização, marcado pelas diferentes tonalidades da magnetite. Por outro lado, na **Fig. 63 c**) observa-se especularite, de hábito tubular, resultante da passagem de ferro ferroso a ferro férrico, por processos de oxidação.



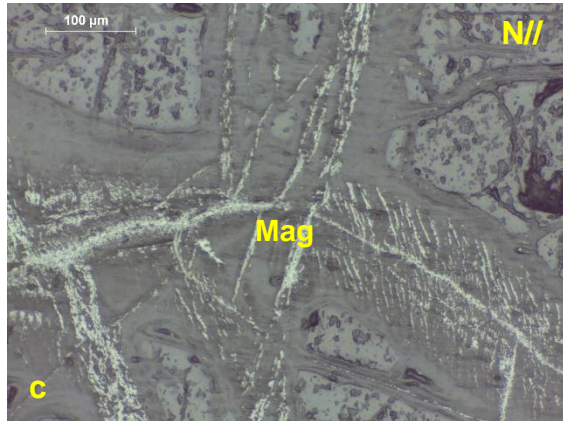


Fig. 63 - a) Magnetite (Mag) ao longo de uma fissura; b) Magnetite (Mag) acompanhando um veio de serpentinita; processo de martitização, marcado por diferentes tonalidades de magnetite; c) Magnetite (Mag) acompanhando veios de serpentinita, ao longo do eixo central; trata-se de especularite, com hábito tubular, resultante da passagem do ferro ferroso a ferro férrico, por processos de oxidação.

6.4.3. PENTLANDITE ($(\text{Fe,Ni})_9\text{S}_8$)

A pentlandite presente nas rochas ultrabásicas do CAS da região de Alimonde, foi identificada apenas pela análise de SEM-EDS, que revelou a presença de sulfuretos de Fe e Ni (amostras **AL-16**, **AL-17** e **AL-18**). A pentlandite ocorre associada a outras fases metálicas (cromite, magnetite) (**Fig. 64, 65 e 66, 67, 68, 69, 70**). Os valores de Ni presente na pentlandite, quantificados por EDS, encontram-se compreendidos entre 0,32 wt.% (campo na amostra **AL-18**) e 6,94 wt.% (campo na amostra **AL-16**) (**Tabela 7**). Nas rochas **AL-16** e **AL-18**, o estudo de SEM-EDS revelou ainda a presença de Co (**Figs. 64, 65, 66, 67, 68 e 69**), tendo sido registados os valores de 0,75 wt.% na primeira e de 0,28 wt.% e 0,14 wt.% na segunda - **Tabelas 7 e 8**, respetivamente) e, no segundo caso, também de Pt (0,02 wt.%), em alguns campos com pentlandite (**Figs. 67, 68, 69 e 70; Tabela 8**).

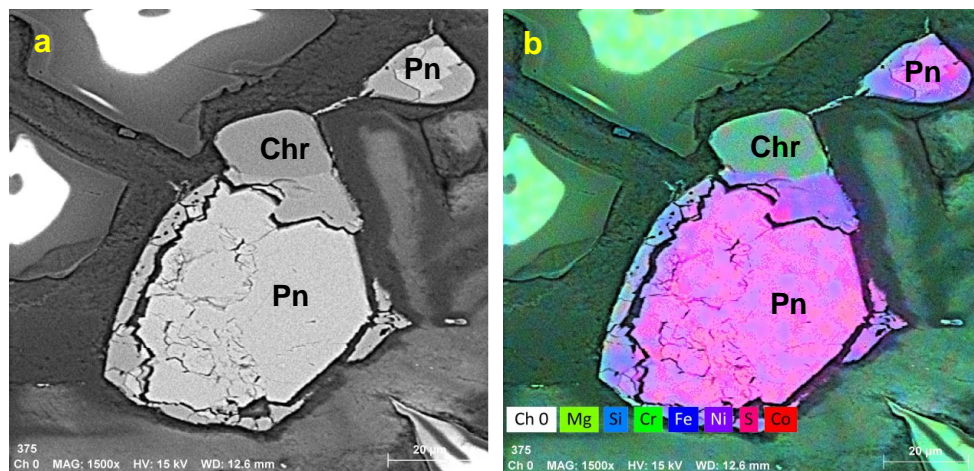


Fig. 14 - a) Fotografia de SEM, em eletrões retrodifundidos (BSE), representativa de um cristal de pentlandite (Pn) associado a um cristal de cromite (Chr) (**AL-16**); b) Mapa EDS relativa ao campo representado em a).

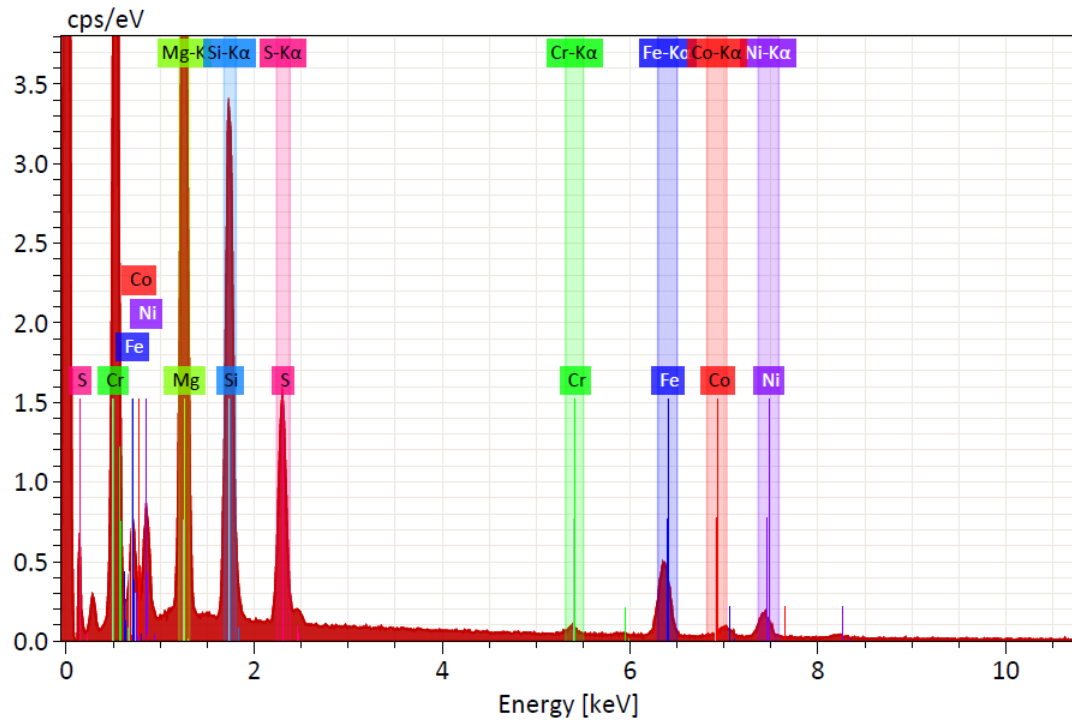
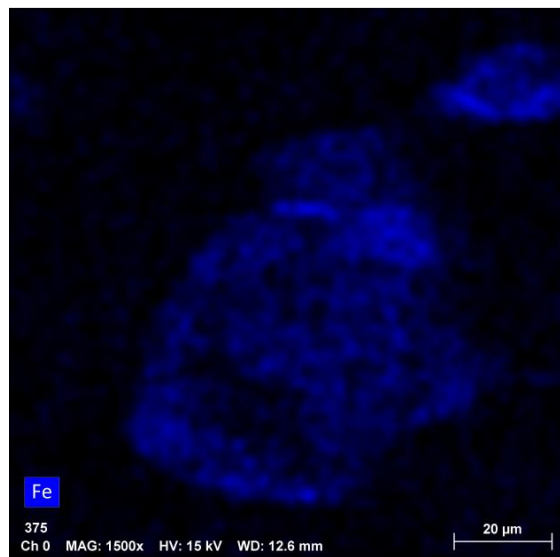
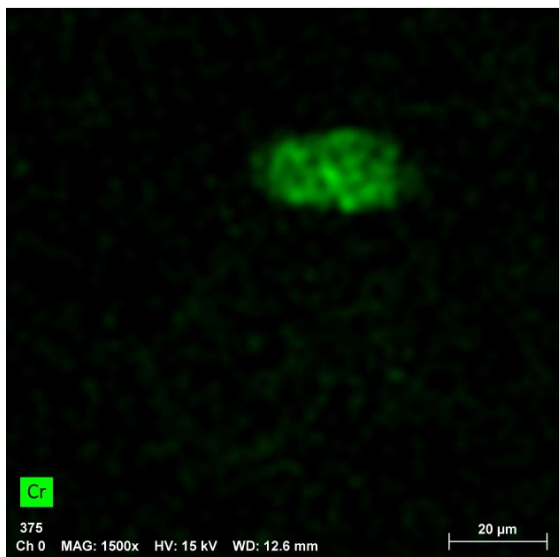


Fig. 65 - Espetro EDS relativo aos elementos químicos presentes no campo ilustrado na Fig. 64.



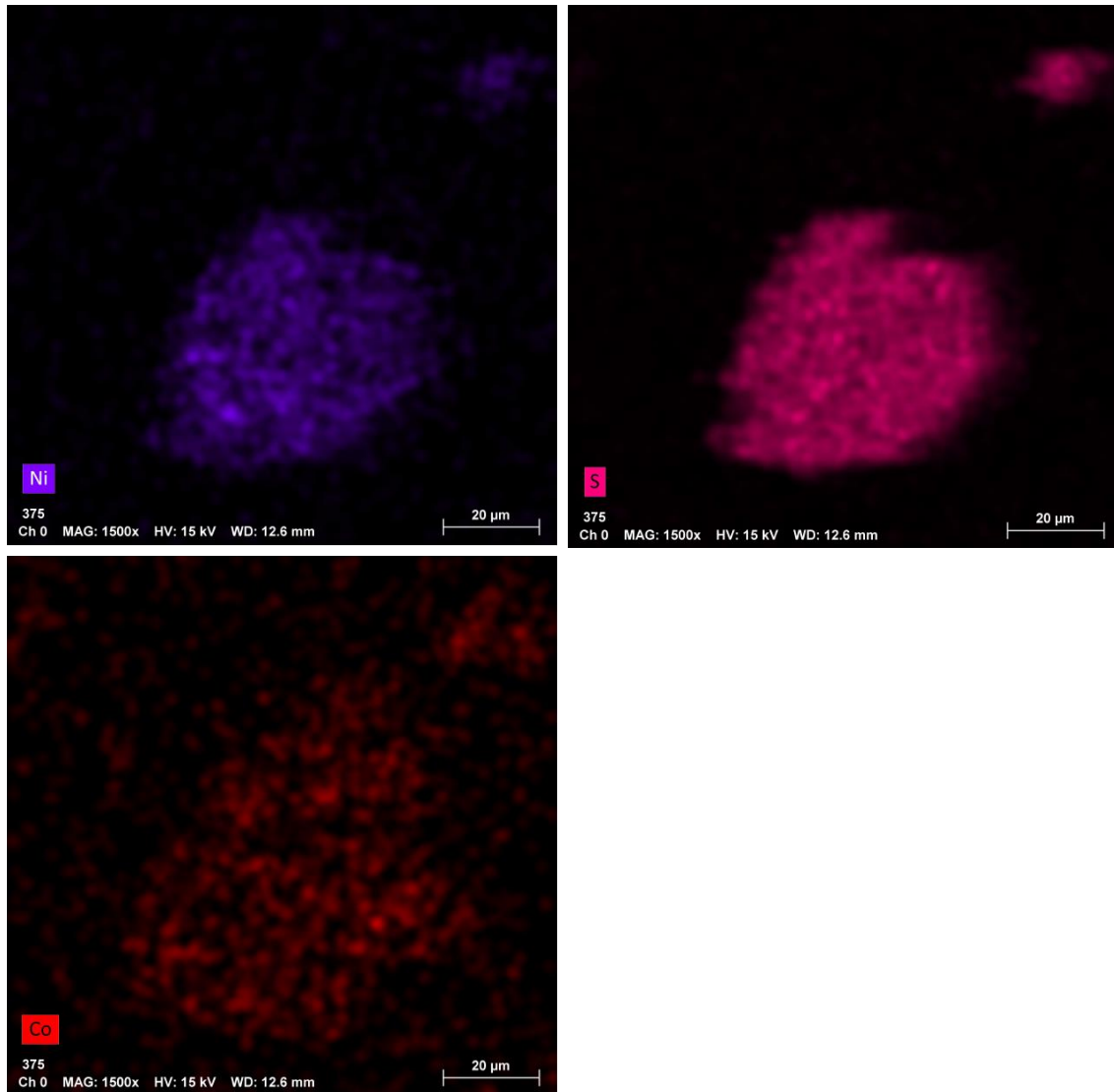


Fig. 66 – Mapas EDS representativos da distribuição dos elementos químicos detetados no campo ilustrado na Fig. 64.

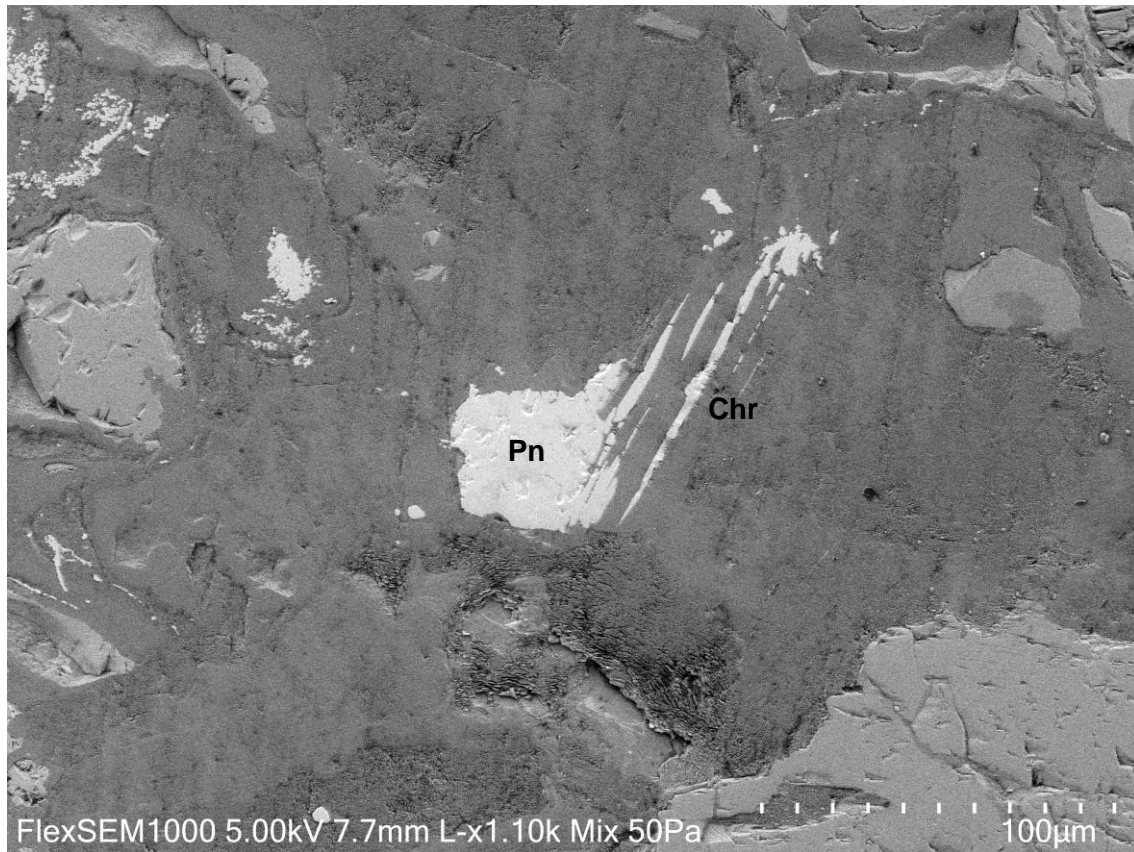


Fig. 67 – Fotografia de SEM, em eletrões retrodifundidos, de um cristal de pentlandite (Pn) associada a cromite (Chr), identificado na amostra **AL-18**.

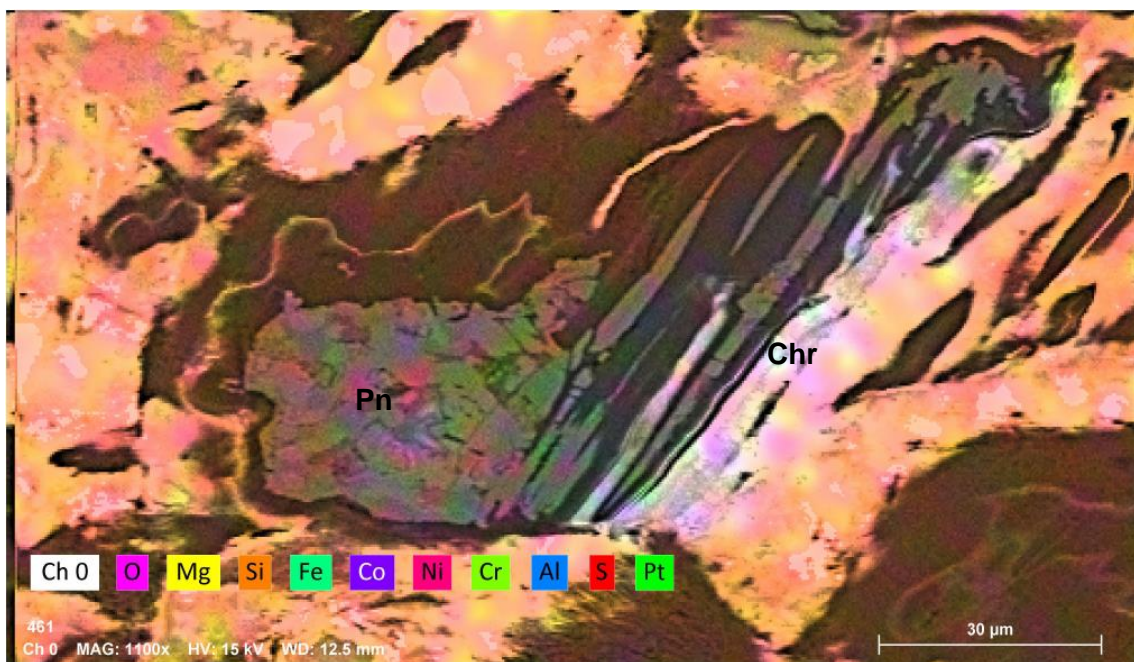


Fig. 68 - Mapa EDS do cristal de pentlandite (Pn) associado a cromite (Chr), identificado na amostra **AL-18**.

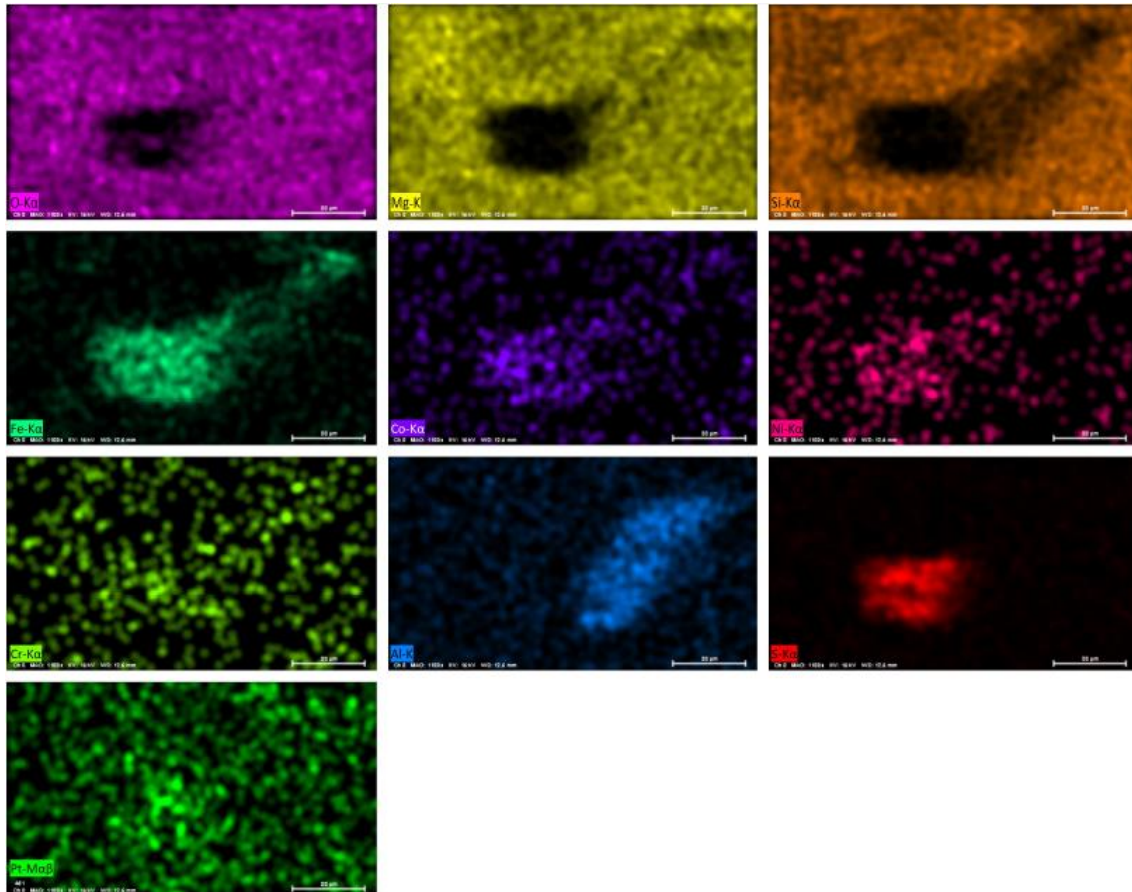


Fig. 69 - Mapas EDS ilustrativos da distribuição dos elementos químicos identificados no campo representado nas Figs 67 e 68.

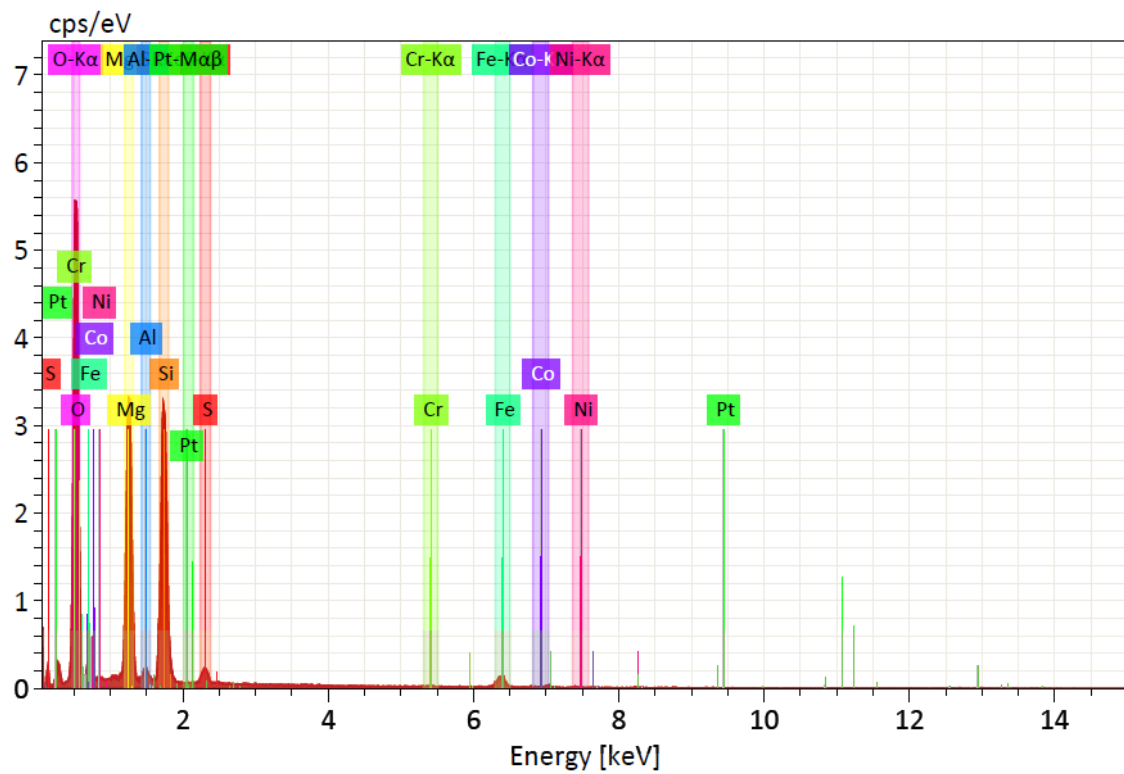


Fig. 70 - Espectro EDS do campo ilustrado nas Figs. 67, 68 e 69.

Tabela 7 - Composição química quantitativa com os elementos detetados no campo representado nas Figs. 64 e 66.

Map

Element	At. No.	Netto	Mass [%]	Mass Norm. [%]	Atom [%]	abs. error [%] (1 sigma)	rel. error [%] (1 sigma)
Mg	12	66777	25.57	35.03	45.73	1.38	5.41
Si	14	45026	16.87	23.11	26.11	0.73	4.35
S	16	21276	7.99	10.95	10.83	0.32	3.95
Cr	24	912	0.85	1.17	0.71	0.07	7.66
Fe	26	9842	14.02	19.21	10.92	0.47	3.33
Co	27	401	0.75	1.02	0.55	0.07	9.69
Ni	28	3123	6.94	9.51	5.14	0.28	4.08
Sum			72.99	100.00	100.00		

Tabela 8 - Composição química quantitativa com os elementos detetados no campo representado nas Figs. 67, 68 e 69.

Map

Element	At. No.	Netto	Mass [%]	Mass Norm. [%]	Atom [%]	abs. error [%] (1 sigma)	rel. error [%] (1 sigma)
O	8	53489	65.83	58.03	70.80	7.75	11.77
Mg	12	36951	19.85	17.50	14.05	1.08	5.46
Al	13	1759	0.97	0.86	0.62	0.08	8.31
Si	14	40970	19.63	17.31	12.03	0.85	4.33
S	16	2604	1.32	1.16	0.71	0.08	6.22
Cr	24	18	0.03	0.02	0.01	0.01	24.53
Fe	26	2396	5.20	4.58	1.60	0.22	4.26
Co	27	92	0.28	0.24	0.08	0.06	20.66
Ni	28	85	0.32	0.28	0.09	0.06	19.94
Pt	78	17	0.02	0.02	0.00	0.00	26.29
Sum			113.43	100.00	100.00		

6.4.4. PIRROTITE ($\text{Fe}_{(1-x)}\text{S}$)

Foi também detetada a presença de sulfuretos de ferro, na maioria dos casos, sob a forma de cristais de pequenas dimensões, muitas vezes também associados a outros minerais metálicos (**Fig. 71a, b, c e e**) e até dispersos nas rochas (**Fig. 71d**). A análise de SEM-EDS da amostra **AL-19** veio ainda revelar a presença de Co (0,18 wt.%)

num campo com um cristal identificado como correspondendo a sulfuretos de Fe (amostra **AL-19**) (**Figs. 72, 73, 74 e 75; Tabela 9**). Estes sulfuretos de Fe foram interpretados como correspondendo, possivelmente, a pirrotite..

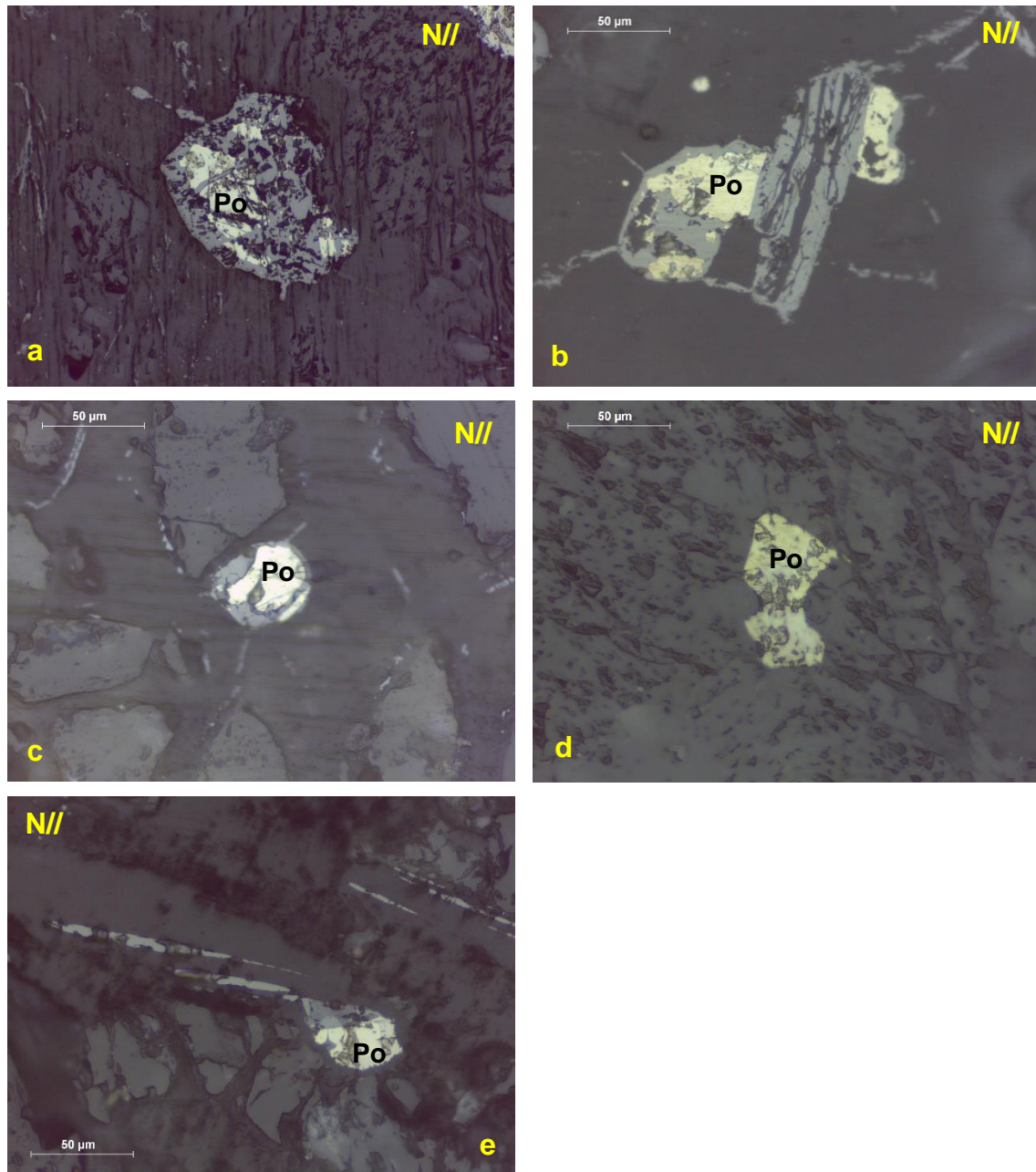


Fig. 71 – a), b), c) e e) Pirrotite (Po) associada a outros minerais metálicos (cromite, espinela cromífera, magnetite); d) Pirrotite (Po) dispersa na rocha.

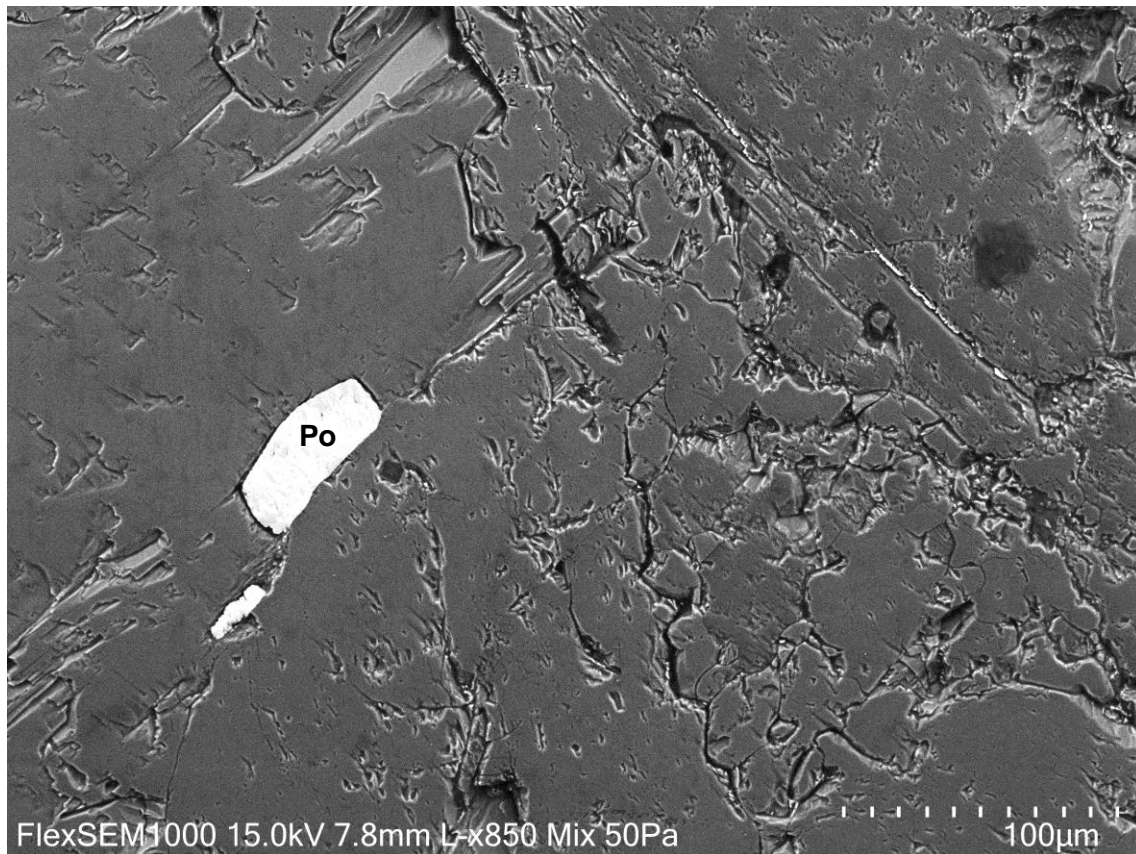


Fig. 72 - Fotografia de SEM, em eletrões retrodifundidos (BSE), de um cristal de pirrotite (Po) no qual foi identificado conteúdo em Pt (amostra **AL-19**).

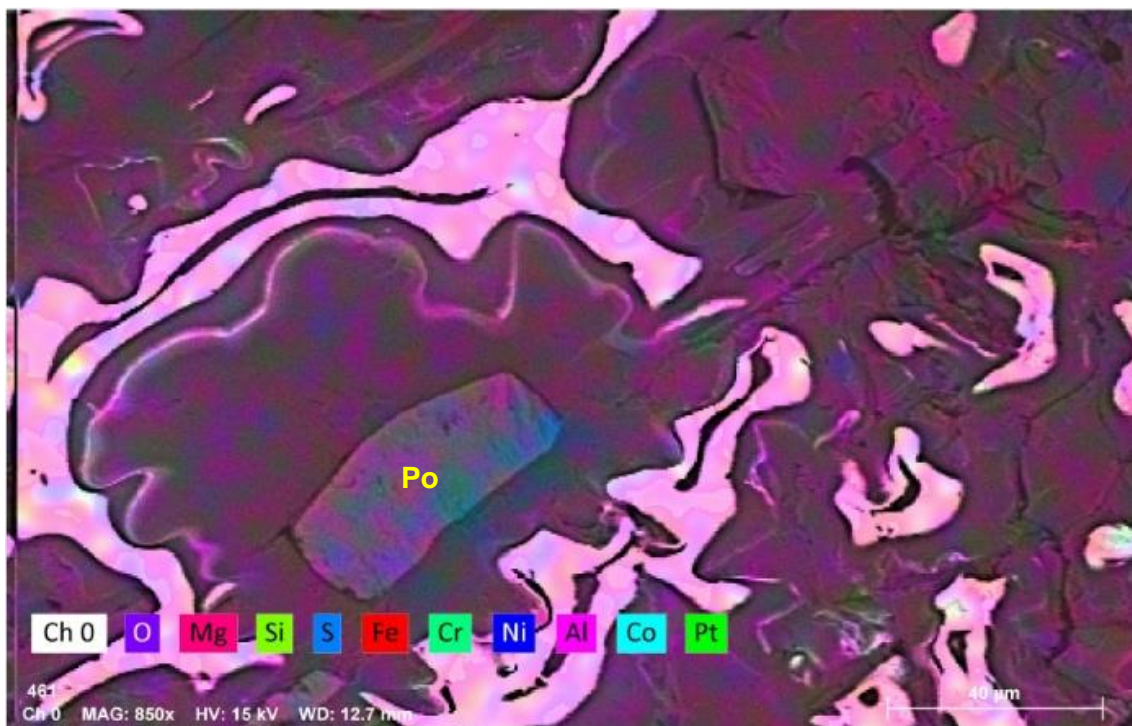


Fig. 73 - Mapa EDS do cristal de pirrotite (Po) representado na Fig. 72, no qual foi identificada Pt (amostra **AL-19**).

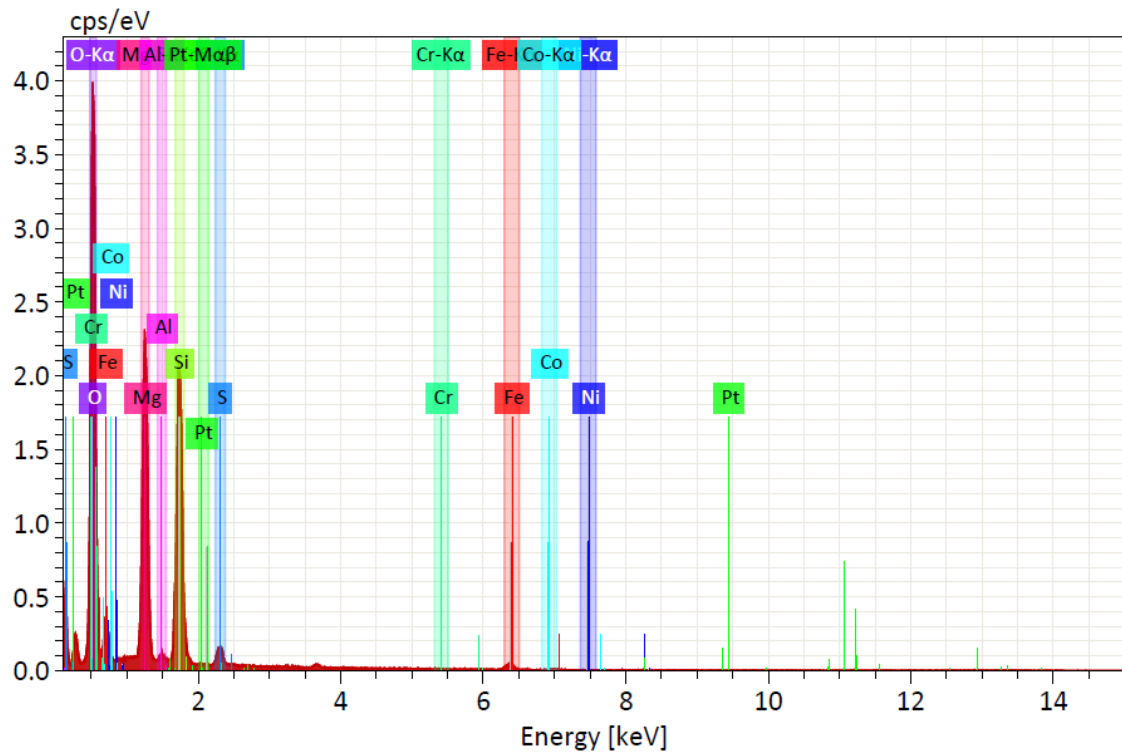


Fig. 74 - Espectro EDS do campo representado nas Figs. 72 e 73.

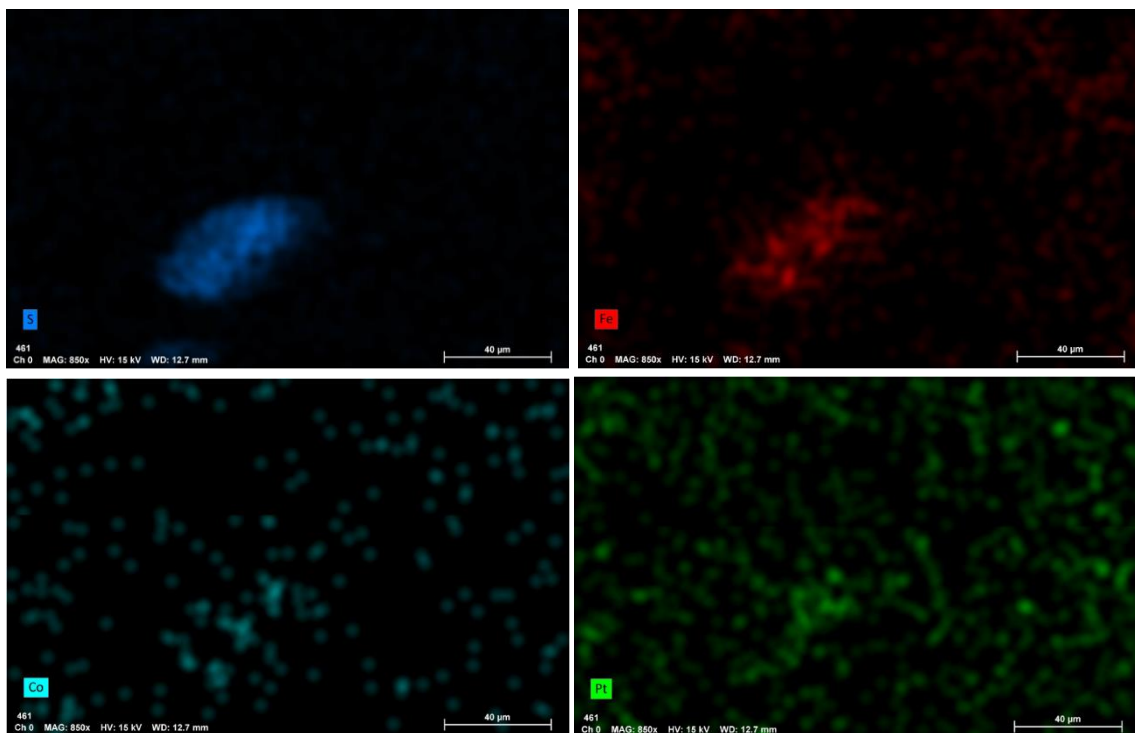


Fig. 75 - Mapas EDS representativos da distribuição de S, Fe, Co e Pt no campo ilustrado na Figs. 72 e 73.

Tabela 9 - Composição química quantitativa com os elementos detetados no campo representado na Figs. 72, 73 e 75.

Map

Element	At. No.	Netto	Mass [%]	Mass Norm. [%]	Atom [%]	abs. error [%] (1 sigma)	rel. error [%] (1 sigma)
O	8	40163	39.97	61.13	73.75	4.82	12.06
Mg	12	26488	9.65	14.77	11.73	0.54	5.62
Al	13	289	0.11	0.18	0.13	0.04	30.62
Si	14	28190	10.85	16.60	11.41	0.48	4.46
S	16	2148	1.22	1.87	1.12	0.08	6.51
Cr	24	34	0.08	0.13	0.05	0.04	47.62
Fe	26	828	3.25	4.97	1.72	0.19	5.69
Co	27	38	0.18	0.28	0.09	0.06	30.93
Ni	28	0	0.00	0.00	0.00	0.00	1.04
Pt	78	53	0.05	0.08	0.01	0.03	65.14
Sum			65.38	100.00	100.00		

6.5. ESTUDO MINERALÓGICO DO PROCESSO DE ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL DAS ROCHAS ULTRABÁSICAS

6.5.1. ESTUDO DE DIFRAÇÃO DE RAIOS-X DAS FASES MINERAIS DE NEOFORMAÇÃO E DAS ROCHAS ULTRABÁSICAS ALTERADAS

A análise de difração de raios-X (XRD) das rochas ultrabásicas alteradas do CAS da região de Alimonde, permitiu a identificação de algumas fases minerais de neoformação, decorrentes dos processos de alteração das rochas ultrabásicas, cujos espectros serão apresentados a seguir. Esta permitiu levar a cabo uma identificação mais detalhada destas fases minerais, difícil de levar a cabo com recurso a microscopia óptica.

Foram separadas duas fases minerais de neoformação distintas de dunitos serpentinizados, presentes ao longo de planos de uma ténue foliação metamórfica, uma com uma cor branca e uma outra fase com uma coloração mais esverdeada. Por outro lado, foi também levada a cabo a análise por XRD de uma rocha ultrabásica intensamente alterada.

6.5.1.1. AMOSTRA MONOMINERÁLICA DE COR BRANCA (L2)

O espectro de XRD obtido a partir da análise desta amostra (**Fig. 76**) caracteriza-se pela presença de planos de difração de raios-X do tipo hkl e as distâncias reticulares [$d(hkl)$] calculadas apresentam os valores: 7,30 Å; 4,54 Å; 3,65 Å; 2,45 Å; 2,09 Å; 1,74 Å e 1,53 Å. O plano 060 aos 1,53 Å confirma que esta se trata de uma espécie tri-octaédrica, enquanto que os planos indificados permitem identificar esta amostra como correspondendo a **lizardite**.

6.5.1.2. AMOSTRA MONOMINERÁLICA DE COR VERDE (L1)

O espectro de XRD desta amostra (**Fig. 77**) apresenta também planos de difração do tipo hkl , em que foram calculadas as seguintes distâncias reticulares [$d(hkl)$]: 7,30 Å; 4,56 Å; 3,66 Å; 2,48 Å e 1,53 Å. Estas permitem identificar esta amostra como correspondendo, à semelhança da anterior, a **lizardite**.

6.5.1.3. AMOSTRA DE ROCHA ALTERADA (DC)

O espectro obtido da análise de XRD desta rocha alterada (cloritizada) (**Fig. 78**) permitiu a identificação das seguintes fases minerais de neoformação: **clorite** (14 Å), **biotite** (10 Å), **hornblenda** (8,40 Å), **serpentina** (7,3 Å) e **plagioclase** (3,66 Å e 3,13 Å). A ocorrência de um pico aos 3,63 Å é também uma característica do grupo da serpentina. A não identificação de olivina e minerais do grupo das piroxenas, pode levar

a crer que esta amostra corresponderá a uma variedade de horneblendito com presença de flogopite (biotite-Mg).

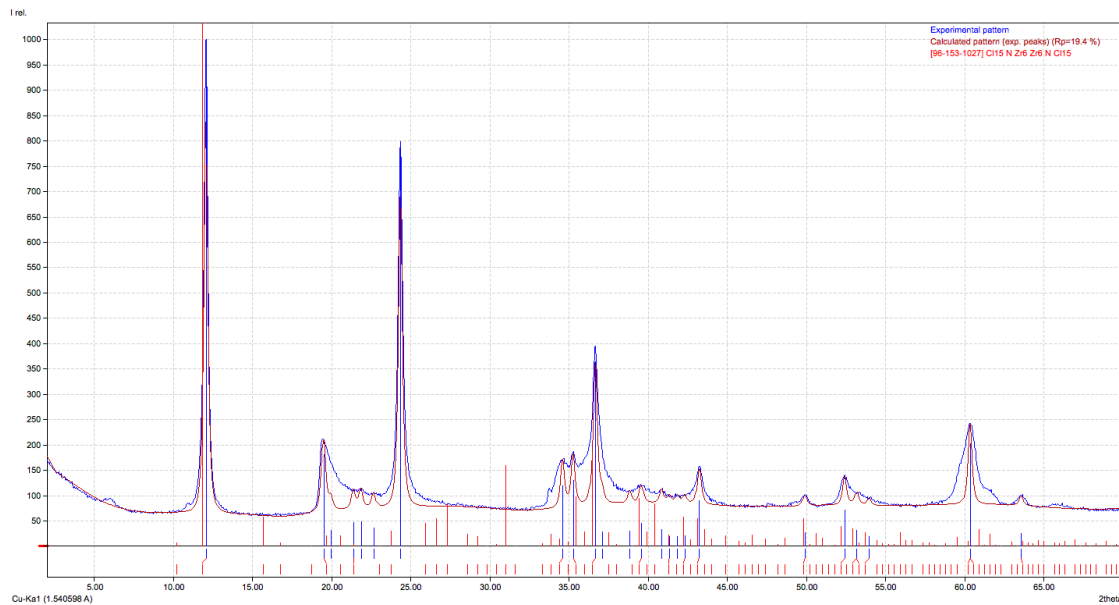


Fig. 76 - Espetro de XRD da amostra monominerálica de cor branca (L2), que permite a identificação da mesma como correspondendo a **lizardite**.

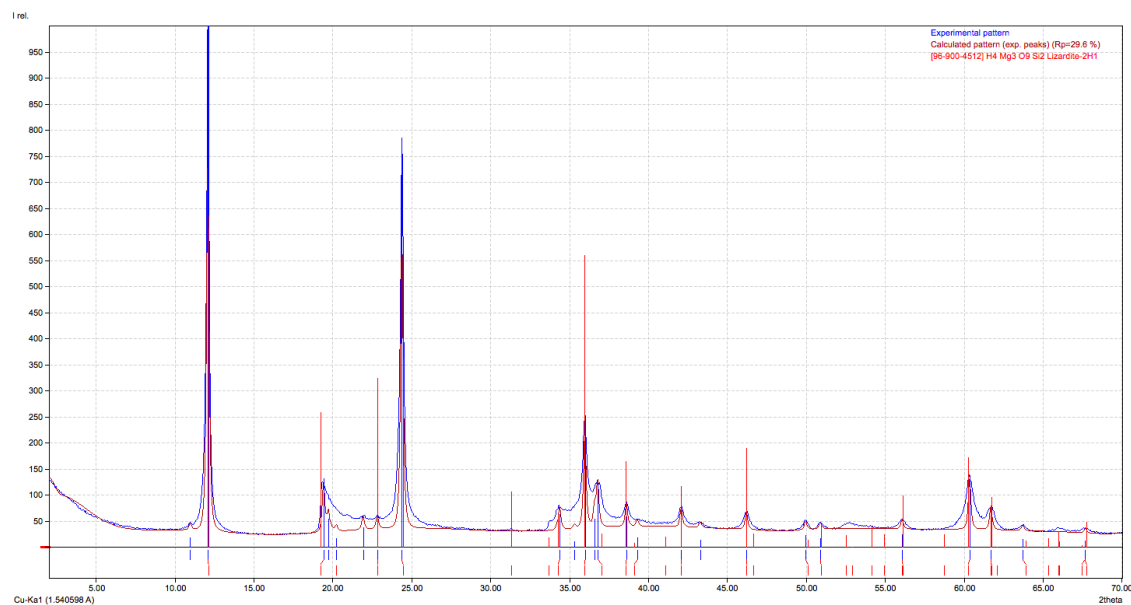


Fig. 77 - Espetro de XRD da amostra monominerálica de cor verde (L1), que permite a sua identificação como correspondendo a **lizardite**.

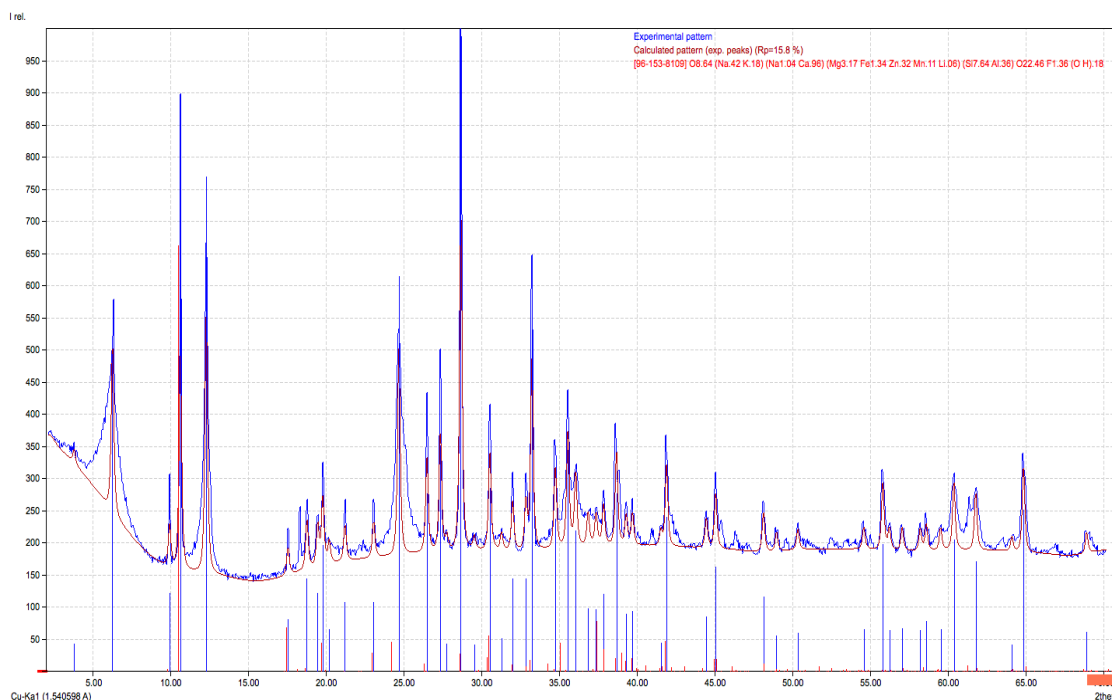


Fig. 78 - Espectro de XRD da amostra de rocha alterada (cloritizada) (DC), que permite a sua identificação de: **clorite**, **biotite**, **hornblenda**, **serpentina** e **plagioclase**.

6.5.2. ESTUDO POR ESPETROSCOPIA DE INFRAVERMELHO E RAMAN DAS FASES MINERAIS DE NEOFORMAÇÃO

6.5.2.1. ESPETROSCOPIA DE INFRAVERMELHO (FTIR)

Para a análise de espectroscopia de infravermelho (FTIR), foi separado, do dunito serpentinizado, um conjunto de amostras monominerálicas, de algumas amostras recolhidas, conforme indicado na **Tabela 2**. Foram, assim, obtidas uma amostra de lizardite de cor verde (L1), uma amostra de lizardite de cor branca (L2) e uma amostra de lizardite fortemente hidratada (L3). Os respetivos espectros de FTIR (**Fig. 79**) apresentam um conjunto de afinidades no que respeita ao posicionamento dos planos de vibração molecular, apesar de serem perceptíveis diferenças no que toca à intensidade dos planos vibracionais, entre as diferentes amostras estudadas.

Todas as amostras analisadas apresentam um plano de vibração OH⁻ (estiramento) aos 3690 cm⁻¹ e um pico aos 3660 cm⁻¹, tal como ocorre quer na lizardite, quer na antigorite. O estiramento de vibração molecular de Si-O, caracterizado pela presença de uma banda aos 1090 cm⁻¹ e outra aos 960 cm⁻¹, é, por sua vez, típico da lizardite. No que respeita à antigorite, apresenta uma banda intermédia, posicionada entre as duas já assinaladas. A ocorrência de duas bandas intensas aos 617 cm⁻¹ (pico

aos 603 cm^{-1}) e aos 440 cm^{-1} corresponde a deformações angulares no plano de Mg-OH e vibrações do tipo Si-O-Si (Balan *et al.*, 2002).

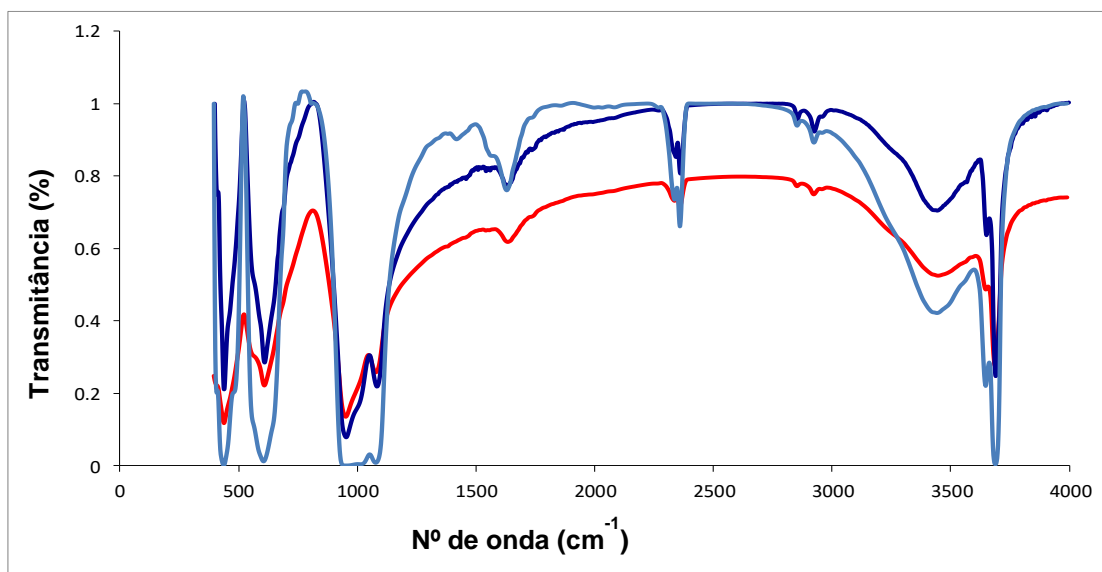


Fig. 79 - Espectros de FTIR das diferentes amostras selecionadas a partir do dunito serpentinizado; azul escuro – L1; vermelho – L2; azul claro – L3.

6.5.2.2. ESPETROSCOPIA RAMAN

Esta etapa do estudo das rochas ultrabásicas do CAS da região de Alimonde, teve por objetivo a avaliação, através da técnica de espectroscopia Raman, de áreas de serpentinização que acompanham a deposição de fases metálicas oxidicas, nomeadamente espinelas comíferas, entre outras. O estudo das espinelas cromíferas presentes nas rochas ultrabásicas alteradas da região de Bragança foi já levado a cabo num trabalho publicado por Teixeira *et al.* (2012).

Para esta análise, foram obtidos espectros Raman a partir de uma linha de excitação de 514 nm , no intervalo de frequência de $1200\text{--}200\text{ cm}^{-1}$. Os campos analisados encontram-se representados na **Fig. 80a** e **80b**, nas quais é possível observar as fases minerais metálicas, distribuídas na matriz serpentinítica.

As **Figs. 81a** e **b** representam dois espectros Raman selecionados após a análise dos campos representados acima. Os resultados obtidos foram comparados com o espectro Raman relativo à **lizardite**, publicado em *Handbook of Raman Spectroscopy* (Lewis & Edwards, 2001) (**Fig. 82**) e a respetiva interpretação foi levada a cabo de acordo com Rinaudo & Gastaldi (2003).

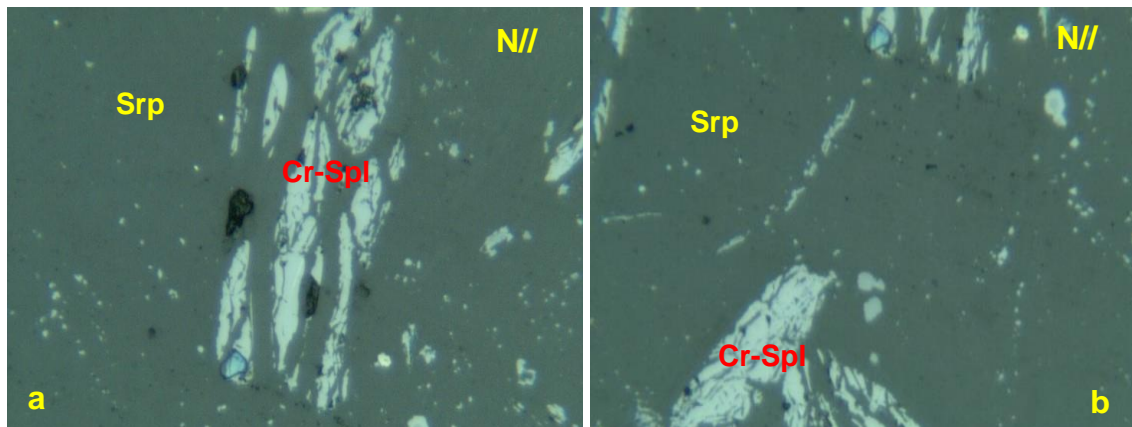
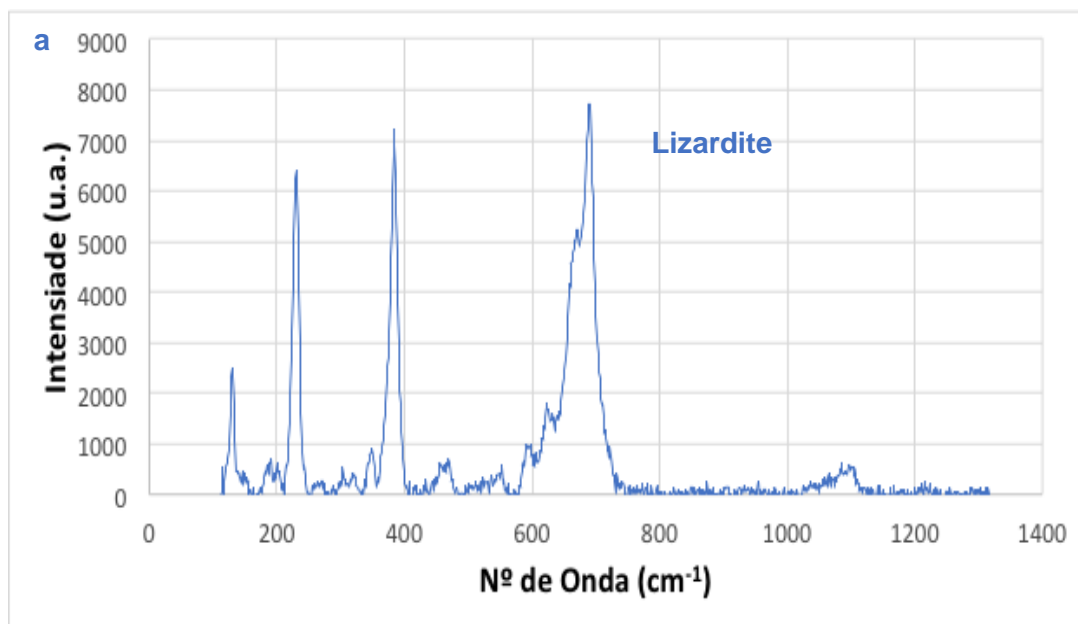


Fig. 80 - Fotografias obtidas a partir do microscópio óptico de luz refletida acoplado ao equipamento Raman, ambas representando espinelas cromíferas (Cr-Spl) distribuídas numa matriz serpentínica (Srp) (amostra **AL-15**).



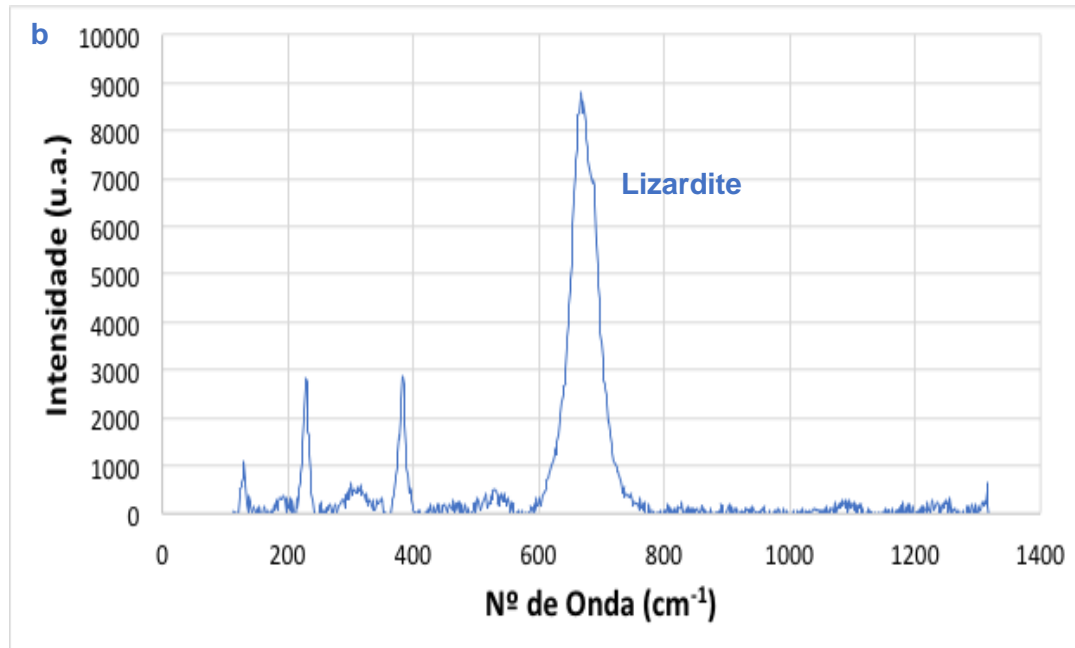


Fig. 81 - Espectros Raman obtidos, indicativos da presença de **lizardite**.

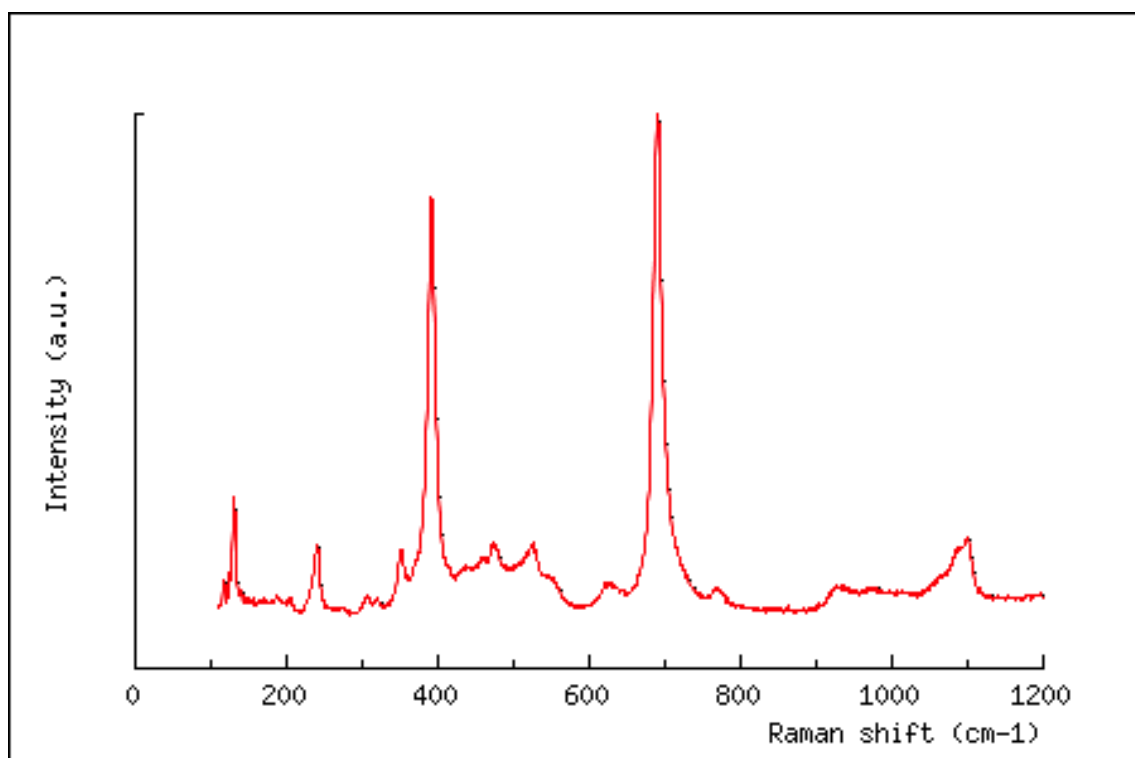


Fig. 82 - Espectro Raman da **lizardite**, retirado de *Handbook of Raman Spectroscopy* (Lewis & Edwards, 2001).

A elevada assimetria e largura do plano de vibração molecular presente aos 691 cm^{-1} (**Fig. 81**) sugerem uma sobreposição de um outro plano, provavelmente associado à presença de **espinela cromífera**. No espectro da **Fig. 81a**, este pico encontra-se presente aos 691 cm^{-1} , ocorrendo um outro pico, também muito intenso, aos 670 cm^{-1} .

Na **Fig. 81b**, o pico mais intenso, também com uma largura significativa, ocorre aos 670 cm^{-1} . A presença de **espinela cromífera**, interpretada a partir da largura do plano de vibração presente aos 690 cm^{-1} , pode também ser explicada pela presença dos seus planos de vibração (678 cm^{-1} , 633 cm^{-1} , 555 cm^{-1} , 447 cm^{-1} e 220 cm^{-1} ; Zhu *et al.*, 2017) em ambos os espetros representados na **Fig. 81**.

No caso da **lizardite**, o plano de vibração presente aos 690 cm^{-1} (**Fig. 81a**) está associado ao estiramento Si-O-Si, correspondente à camada tetraédrica. Por outro lado, o pico bastante intenso aos 384 cm^{-1} , presente no espetro da **Fig. 81a**, relaciona-se com o modo de vibração do tetraedro de SiO_4 . Este plano de vibração ocorre aos 388 cm^{-1} , no espetro Raman da lizardite da **Fig. 82**. Por norma, o pico atribuído a 100% lizardite ocorre aos 390 cm^{-1} , enquanto que o plano de vibração do grupo hidroxilo (O-H-O) surge aos 230 cm^{-1} .

6.6. ESTUDO GEOQUÍMICO DO PROCESSO DE ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL

6.6.1. OBJETIVO DO ESTUDO GEOQUÍMICO

As rochas ultrabásicas amostradas (**AL-9.2, AL-10, AL-12, AL-14, AL-15, AL-16, AL-17 e AL-18**) e estudadas por microscopia óptica foram analisadas por espectroscopia de fluorescência de raios-X (XRF). Este estudo teve como objetivo a avaliação da composição química (elementos maiores e menores) das rochas ultrabásicas alteradas em condições hidrotermais, comparando a mesma com a composição química de outras rochas ultrabásicas, da região e publicadas na literatura científica, procurando identificar algum tipo de evolução no processo de alteração das mesmas.

6.6.2. REAÇÕES QUÍMICAS RELACIONADAS COM PROCESSOS DE SERPENTINIZAÇÃO

6.6.2.1. PROCESSOS PRECEDENTES

Anteriormente à serpentinização, as rochas ultrabásicas podem ser alvo de processos de alteração consideráveis, não relacionados com esta, com formação sucessiva de clino-anfíbolos, clorite, antofilita e talco, em condições de arrefecimento, depois de sujeitas a altas temperaturas, na presença de água (O'Hara, 1967; Evans & Trommsdorff, 1970 *in* Wicks & Whittaker, 1977). São estes os minerais, para além da olivina e piroxenas, que sofrem posterior alteração decorrente da serpentinização, podendo ser também gerados a partir do metamorfismo progressivo de um serpentinito (Evans & Trommsdorff, 1970 *in* Wicks & Whittaker, 1977), e posteriormente serpentinizados.

A partir da análise petrográfica efetuada no presente trabalho, foram identificados processos de serpentinização de olivinas, piroxenas e anfíbolos, de acordo com a classificação de Wicks & Whittaker (1977).

Por se entender ser relevante, citam-se alguns processos químicos conducentes à alteração destes minerais, referidos por vários autores.

6.6.2.2. REAÇÕES QUÍMICAS RELACIONADAS COM A SERPENTINIZAÇÃO DA OLIVINA

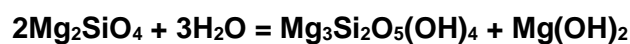
Segundo Frost & Beard (2007), o processo de hidratação e serpentinização da olivina terá o seguinte encadeamento, iniciando-se com a reação:



olivina + fluido = serpentina

Este processo será, de acordo com os autores, controlado, fundamentalmente, pela disponibilidade de água percolante pela rocha, assim como pela temperatura e tensão cisalhante.

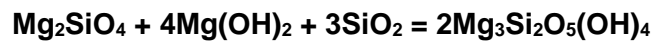
O avanço na reação conduzirá a um rápido abaixamento na atividade de sílica no fluido, atingindo os limites de estabilidade da brucite, despoletando o início da reação (Frost & Beard, 2007):



olivina + fluido = serpentina + brucite

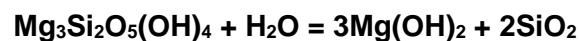
a uma temperatura bastante inferior à que seria necessária em condições de saturação.

Nesta fase do processo, as três fases sólidas – olivina, brucite e sílica – encontrar-se-ão em num estado de equilíbrio, na água, traduzido pela reação isotérmica e isobárica (Frost & Beard, 2007):



olivina + brucite + sílica = serpentina

encontrando-se a sílica como componente móvel, em detrimento da água. Nesta altura, a atividade de sílica, para a associação olivina–serpentina–brucite, encontra-se abaixo dos níveis presentes nas fases em que ocorrem, simultaneamente, serpentina+brucite+água. Esta apenas atinge valores mais elevados, quando a olivina é completamente serpentizada, após a reação (Frost & Beard, 2007):



serpentina + fluido = brucite + fluido

Em meio fortemente alcalino carbonatado, o processo de alteração da olivina poderá consistir na sua substituição por serpentina e magnesite (Lafay *et al.*, 2014), como expresso através da reação:

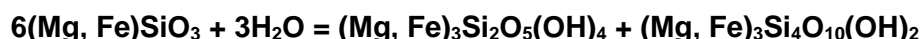


olivina + fluido → magnesite + crisótilo

Na mesma, verifica-se um processo de dissolução, com passagem de iões silício e magnésio para solução, até à supersaturação do fluido e consequente precipitação de magnesite e/ou serpentina. A formação de crisótilo, de acordo com os autores, pode ser favorecida pelo consumo gradual de carbonatos e regeneração de OH^- no fluido, e consequente perda de alcalinidade carbonatada e aumento da alcalinidade hidroxílica. No sentido inverso, a passagem de uma alcalinidade hidroxílica para uma alcalinidade carbonatada levará a um retardamento da alteração da olivina, conduzindo à formação de, preferencialmente, lizardite e magnesite. Quanto ao Fe^{2+} e Fe^{3+} – pode ser incorporado e/ou sequestrado de forma seletiva, em minerais de neoformação, como a serpentina, brucite ou magnesite.

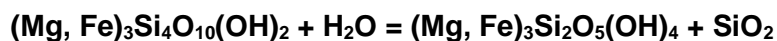
6.6.2.3. REAÇÕES QUÍMICAS RELACIONADAS COM A SERPENTINIZAÇÃO DE PIROXENAS

Katayama *et al.* (2010) sustentam que um processo de hidratação de ortopiroxenas poderá ser traduzida pela reação:



ortopiroxena + água = serpentina + talco

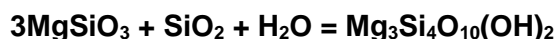
O talco gerado neste processo, por sua vez, libertará sílica para o fluido hidrotermal, a partir da reação (Katayama *et al.*, 2010):



talco + água = serpentina + sílica

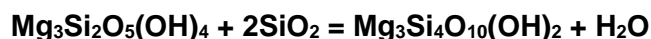
De acordo com estes autores, a produção de serpentina e talco, a partir deste processo, poderá ser desencadeada por uma atividade de sílica duas ordens de grandeza mais elevada do que a necessária à produção de associações de serpentina e brucite, a partir de olivina. Esta elevada atividade de sílica advirá de um mais limitado fluxo de fluidos nas rochas ultrabásicas e não permitirá a formação de magnetite.

O processo de hidratação e serpentinização de minerais do grupo das ortopiroxenas foi definido por Frost & Beard (2007) como tendo início a partir da reação:



ortopiroxena + fluido = talco

De acordo com estes autores, ocorre apenas uma curta evolução nesta reação, até se verificar um acréscimo nos valores de sílica na associação talco–serpentina, proveniente do fluido, como descrito na reação isotérmica e isobárica:



serpentina + fluido = talco + fluido

Dando-se, seguidamente, a reação (Frost & Beard, 2007):

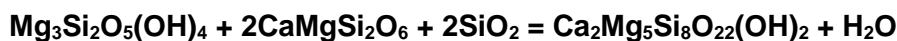


ortopiroxena + fluido = serpentina + talco

Caso se trate de um processo de alteração de ortopiroxenas contidas num ortopiroxenito, seriam produzidas iguais quantidades de serpentina e talco, como consequência da reação anterior. Se tal ocorrer no seio de um peridotito, também com hidratação de olivina, o processo tenderia a conduzir à formação de brucite, em detrimento de talco.

No que toca às clinopiroxenas, mais resistentes à serpentinização, quando sujeitas a este tipo de alteração podem originar bastites de serpentina-γ. Estas podem ser, em alguns casos, substituídas por “fibras aparentes” de serpentina-γ, ao longo de planos de clivagem ou lamelas de exsolução de ortopiroxenas, e por lamelas alongadas de serpentina-α ou serpentina praticamente isotrópica, entre planos de clivagem (Wicks & Whittaker, 1977).

Frost & Beard (2007) advogam que a serpentinização de clinopiroxenas é despoletada por um ambiente com uma baixa atividade de sílica. No caso do diópsido, este torna-se instável com atividade de água crescente, em fluidos com a composição nominal da água do mar, a temperaturas inferiores a 200°C. Segundo estes autores, um dos produtos da alteração deste mineral pode ser a tremolite, cuja génese pode ser descrita a partir da reação:



serpentina + diópsido + fluido = tremolite + fluido

Esta reação não tem lugar aquando do crescimento da quantidade de sílica na associação serpentina–brucite, razão pela qual a tremolite apenas ocorre em metaperidotitos nos quais a olivina é estável. A reação (Frost & Beard, 2007):



diópsido + fluido = serpentina + fluido

é despoletada por um abaixamento de temperatura, resultando no aumento da quantidade de Ca^{2+} no fluido e aumento da alcalinidade. A concentração deste ião e, consequentemente, a alcalinidade do fluido, variam na razão inversa da temperatura. Por outro lado, Frost & Beard (2007) assinalam ainda que o equilíbrio da associação diópsido–serpentina não é afetado pela concentração de Mg no fluido, dentro dos limites de estabilidade da serpentina.

6.6.2.4. ALGUMAS CONSIDERAÇÕES RELATIVAS À FORMAÇÃO DE MAGNETITE

Tendo sido observada magnetite na maioria das amostras estudadas no âmbito do presente trabalho, procura-se aqui compreender, de forma breve, alguns processos que poderão conduzir à sua formação.

De acordo com Okamoto *et al.* (2011), a formação de magnetite, aquando de um processo de serpentinização, advém da oxidação da componente de fayalite presente na olivina.

Whittaker & Wicks (1970) (*in* Wicks & Whittaker, 1977), destacam o facto de os silicatos primários que sofrem serpentinização terem forte presença de Fe, substituindo o Mg. Aquando do processo de serpentinização, parte deste Fe pode passar para a composição das fases minerais de neoformação (minerais do grupo da serpentina), com possíveis alterações do estado de oxidação. Mas dada a baixa preferência por Fe, por parte da estrutura dos minerais de serpentina (Whittaker & Wicks, 1970 *in* Wicks & Whittaker, 1977), este migra, possivelmente associando-se a brucite, ou formando magnetite, com ocorrência de reações químicas de redução. Estas reações podem também intervir em processos de recristalização de minerais de serpentina, dadas as diferenças nas razões $\text{Fe}^{2+}:\text{Fe}^{3+}$, verificadas entre lizardite, crisótilo e antigorite (Whittaker & Wicks, 1970; Shteynberg & Chashchukhin, 1972; Wicks & Whittaker, 1975 *in* Wicks & Whittaker, 1977).

Katayama, *et al.* (2010), apresentam um exemplo de processo conducente à formação de magnetite, durante um processo serpentinização em ambiente fortemente redutor, com produção de hidrogénio. Este processo pode traduzir-se pela reação (Katayama, *et al.*, 2010):



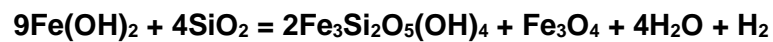
Outros autores propõem um modelo dividido em dois estádios, para um processo de serpentinização com formação de magnetite:

Numa primeira fase, dar-se-ia a formação de minerais do grupo da serpentina, acompanhados de brucite, como ilustrado pela reação a seguir, cujos produtos tendem a originar texturas em malha (Toft *et al.*, 1990; Oufi *et al.*, 2002; Bach *et al.*, 2006; Beard *et al.*, 2009 in Katayama *et al.*, 2010):



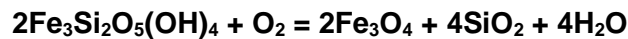
olivina + água = serpentina + brucite

No segundo estágio de serpentinização, os mesmos autores advogam que a produção de magnetite, aquando do consumo de brucite ferrífera, poderá ser favorecida por uma elevada atividade da sílica, propondo a reação (Bach *et al.*, 2006 in Katayama *et al.*, 2010):



brucite + sílica = greenalite + magnetite + água + hidrogénio

Frost & Beard (2007) e Katayama *et al.* (2010) apresentam uma outra alternativa para este segundo estágio de serpentinização, com produção de magnetite, que pode traduzir-se pela reação:

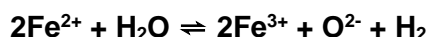


greenalite+ fluido = magnetite + sílica + fluido

De acordo com Katayama *et al.* (2010) esta reação terá lugar em condições de baixa atividade da sílica, condições estas nas quais a serpentina ferrífera se encontra instável, verificando-se um consumo dos componentes ferríferos, originando magnetite.

Quer a olivina presente nos protólitos ultrabásicos, de um modo geral aproximadamente Fo₉₀ (90% forsterite + 10% fayalite), quer a lizardite decorrente da sua serpentinização, possuem apenas cerca de 5%, em mol, de Fe substituindo Mg, maioritariamente Fe³⁺. Apesar da variabilidade do conteúdo em Fe na brucite, Evans & Trommsdorf (1972) (*in* Wicks & Whittaker, 1977) sugerem valores de aproximadamente 15%, enquanto que a quantidade deste mineral que resultará deste processo não ultrapassará os 20% em volume. Considerando que o Fe que não consta da composição da lizardite nem da brucite dará origem a magnetite, Wicks & Whittaker (1977) sugerem a ocorrência de uma conversão na ordem dos 200 átomos de oxigénio presentes na olivina, em 200 átomos de oxigénio na estrutura da lizardite+magnetite+brucite.

Os mesmos autores descrevem também um processo de oxidação de parte dos iões Fe^{2+} , com consumo de água na sua passagem a hidrogénio gasoso, que, apesar de possivelmente vir a ser libertado (Thayer, 1966 *in* Wicks & Whittaker, 1977), origina um meio redutor altamente móvel, no qual poderão ser produzidos awaruite e Fe nativo, presentes nos serpentinitos em quantidades menores (Nickel, 1959; Chamberlain *et al.*, 1965; Ramdohr, 1967; Eckstrand, 1975 *in* Wicks & Whittaker, 1977). A presença destes minerais, encontra-se relacionada com o mais baixo potencial de oxidação do Fe^{3+} na lizardite e na magnetite, relativamente ao que ocorre na estrutura da olivina, conduzindo a que a reação



evolua no sentido positivo, sendo o Fe extremamente móvel entre as várias fases minerais (Wicks & Whittaker, 1977).

A magnetite assume, nas primeiras fases da sua formação, a forma de pequenos cristais localizados no interior de unidades texturais serpentíníticas, formando, no decurso do processo de serpentinização, palhetas e cristais de maiores dimensões, também no interior das mesmas texturas. Nas fases finais, são originadas lenticulas entrecruzadas ainda mais grosseiras e veios, cortando as unidades texturais. Ao longo do processo, verifica-se uma uniformização entre a composição química de todas as fases minerais, ao longo das diversas unidades texturais (Wicks, 1969; Wicks & Plant, 1972 *in* Wicks & Whittaker, 1977). Por outro lado, a saída do Fe da estrutura da lizardite leva a que este elemento se concentre, possivelmente, na brucite e na magnetite, conduzindo ao aumento da quantidade de brucite e do seu conteúdo em Fe (Wicks & Whittaker, 1977).

6.6.3. CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA DOS ELEMENTOS MAIORES DAS ROCHAS ULTRABÁSICAS E ULTRABÁSICAS SERPENTINIZADAS

Os dados obtidos por fluorescência de raios-X para os elementos maiores (**Tabelas 10**) foram comparados com dados geoquímicos publicados por Santos (1998) (**Tabela 11**), Bridges *et al.* (1995) (**Tabela 12**) e Bridges (1992) (**Tabela 13**), que serviram como um elemento de referência na interpretação da transição do domínio magmático para o hidrotermal.

Tabela 10 - Resultados para elementos maiores (%) das análises de fluorescência de raios-X de rocha total.

	Amostra	AL-9.2	AL-10	AL-12	AL-14	AL-15	AL-16	AL-17	AL-18
SiO ₂	(%)	39.524	51.43	34.584	41.816	39.537	40.783	37.113	49.306
TiO ₂	(%)	0.011	0.378	0.008	ND	0.017	0.014	0.255	0.068
Al ₂ O ₃	(%)	0.58	5.098	0.443	0.202	0.924	0.51	3.913	1.846
Fe ₂ O ₃	(%)	7.888	6.01	6.914	7.343	8.425	11.241	15.047	12.013
MgO	(%)	37.965	30.62	34.054	37.086	37.3	39.669	32.444	30.724
MnO	(%)	0.123	0.397	0.08	0.103	0.149	0.153	0.226	0.185
CaO	(%)	0.057	3.553	0.038	0.046	0.088	0.32	2.329	1.246
Na ₂ O	(%)	0.07	0.582	0.074	0.078	0.074	0.101	0.288	0.16
K ₂ O	(%)	0.01	0.058	0.004	0.009	ND	0.01	0.044	0.034
P ₂ O ₅	(%)	0.004	0.067	0.007	0.015	0.008	0.005	0.031	ND
SO ₃	(%)	0.05	0.219	0.025	0.026	0.166	0.05	0.142	0.057
Cl	(%)	0.011	0.097	0.013	0.009	0.014	0.02	0.058	0.008
Cr	(%)	0.234	0.568	0.204	0.204	0.317	0.253	0.344	0.387
Ni	(%)	0.288	0.527	0.277	0.38	0.332	0.367	0.223	0.093
LOI	(%)	13.15	7.68	23.25	12.66	12.61	6.46	7.47	3.82
TOTAL	(%)	86.815	99.604	76.725	87.317	87.351	93.496	92.457	96.127

Tabela 11 - Valores de MgO, SiO₂, TiO₂, Al₂O₃ e CaO (wt.%) apresentados por Santos (1998) para harzburgitos e lherzolitos.

Santos (1998)	Harzburgitos	37-15	37-71	37-72	37-73/A	37-75	37-83	37-95	37-98	Lherzolitos	37-37	37-63
MgO	(wt.%)	38.73	38.65	41.55	39.77	40.95	39.98	38.78	40.32		40.2	33.03
SiO ₂	(wt.%)	40.06	39.92	40.71	41.96	41.45	40.62	38.89	38.63		39.62	43.87
TiO ₂	(wt.%)	0.02									0.01	0.08
Al ₂ O ₃	(wt.%)	1.45	0.39	0.3	0.49	0.45	0.53	0.58	0.73		0.79	1.75
CaO	(wt.%)	1.15	0.71	0.41	0.44	0.47	0.46	0.05	0.56		2.14	5.07

Tabela 12 - Valores de MgO, SiO₂, TiO₂, Al₂O₃ e CaO (wt.%) apresentados por Bridges *et al.* (1995) para harzburgitos.

Bridges <i>et al.</i> (1995)	Harzburgitos	133BRG	166BRG	191BRG	BRAG34	BRAG9
MgO	(wt.%)	38.51	37.86	41.64	41.37	40.61
SiO ₂	(wt.%)	39.78	39.99	41.47	41.5	40.79
TiO ₂	(wt.%)	0.02	0.02	0.01	0	0
Al ₂ O ₃	(wt.%)	0.69	0.65	0.58	0.67	0.5
CaO	(wt.%)	0.07	0.05	0.67	0.84	0.39

Tabela 13 - Valores de MgO, SiO₂, TiO₂, Al₂O₃ e CaO (wt.%) apresentados por Bridges (1992) para dunitos.

Bridges (1992)	Dunitos	BRAG58	BRAG6	BRAG15	BRAG88	BRAG73	BRAG19
MgO	(wt.%)	45.34	49.43	55.44	45.61	47.93	46.36
SiO ₂	(wt.%)	48.48	46.7	43.05	48	40.49	42.27
TiO ₂	(wt.%)	0.02	0	0.03	0	0.04	0.04
Al ₂ O ₃	(wt.%)	0	0	0	0	0.74	1.65
CaO	(wt.%)	0.09	0.1	0.05	0.23	0.09	3.25

Os dados dos autores supramencionados foram projetados no diagrama TiO₂ vs Al₂O₃ (**Fig. 83**). Neste diagrama, é possível observar que a maioria das rochas se encontra próxima da região correspondente a uma afinidade dunítica, inclusivamente rochas harzburgíticas e lherzolíticas. Isto poderá ser indicativo de que estas terão sofrido já processos de alteração.

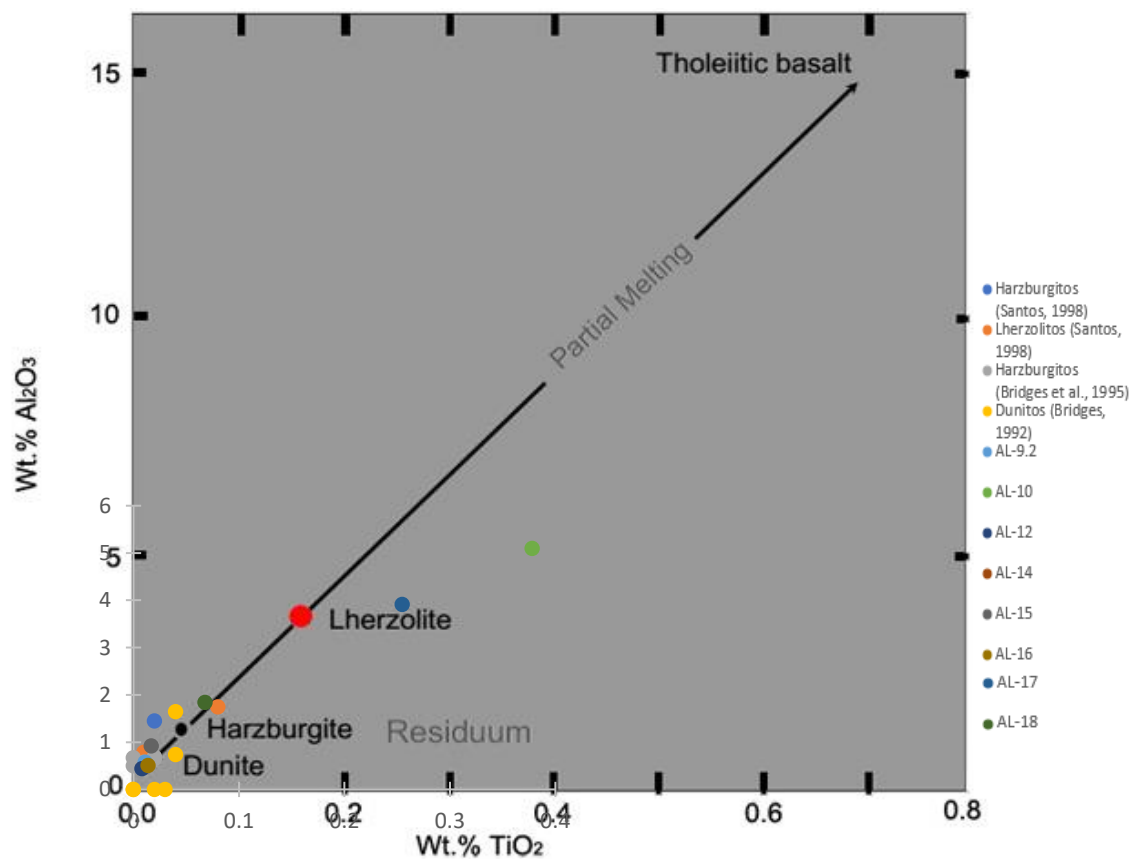


Fig. 83 - Diagrama TiO₂ vs Al₂O₃ (Brown & Musett, 1993), com a projeção dos dados relativos às amostras de Bridges (1992), Bridges *et al.* (1995) e Santos (1998), abordadas no presente trabalho, e às rochas amostradas no âmbito da presente dissertação, assinaladas a diferentes cores, legendadas ao lado.

Quanto às rochas alteradas, amostradas no âmbito do presente trabalho, algumas parecem apresentar uma afinidade dunítica (**AL-9.2**, **AL-12**, **AL-15** e **AL-16**), algumas das quais petrograficamente correspondentes, efetivamente, a dunitos serpentinizados. Por outro lado, a amostra **AL-18** parece apresentar uma afinidade aproximadamente harzburgítica e a amostra **AL-10** uma afinidade mais próxima do campo lherzolítico, embora presente no campo do resíduo. Recorde-se que a amostra **AL-17** corresponde ao que Marques (1989, 1994) classificaram como um picrito.

Para uma caracterização mais detalhada dos elementos maiores, foram elaborados gráficos de correlação entre o MgO e outros óxidos tais como SiO₂, TiO₂, Al₂O₃ e CaO. Nestes diagramas de correlação foram projetados os valores para os respetivos elementos correspondentes às amostras alteradas, e a rochas harzburgíticas (dados de Bridges, *et al.*, 1995; Santos 1998), lherzolíticas (Santos, 1998) e duníticas (Bridges, 1992).

No diagrama MgO vs SiO₂ (**Fig. 84**), nota-se uma diminuição do MgO durante o processo de serpentinização, permitindo observar uma evolução no processo de alteração das rochas. Este diagrama permite individualizar dois grupos distintos de amostras, marcados a azul e cor-de-laranja. Do grupo a cor-de-laranja fazem parte as rochas duníticas analisadas por Bridges (1992), enquanto que as restantes (amostras estudadas e amostras de Santos (1998) e Bridges *et al.* (1995)) se encontram presentes no grupo a azul. As amostras mais afastadas da norma são: **AL-10**, **AL-12**, **AL-17** e **AL-18**, assim como uma amostra lherzolítica estudada por Santos (1998). Deste modo, uma vez que as amostras constituintes do primeiro grupo se encontram, visivelmente alteradas, é possível inferir uma evolução do processo de alteração, relativamente às demais, que terá conduzido a uma diminuição dos valores de MgO e uma estabilidade relativa, com um aparente aumento e subsequente decréscimo dos valores de SiO₂. Os valores de SiO₂ poderão ser coerentes com a ocorrência de sílica criptocristalina, que foi identificada ao longo de fissuras em algumas das rochas estudadas (**AL-14**). Esta sílica terá, assim, recristalizado a partir dos fluidos hidrotermais responsáveis pelos processos de alteração das rochas ultrabásicas.

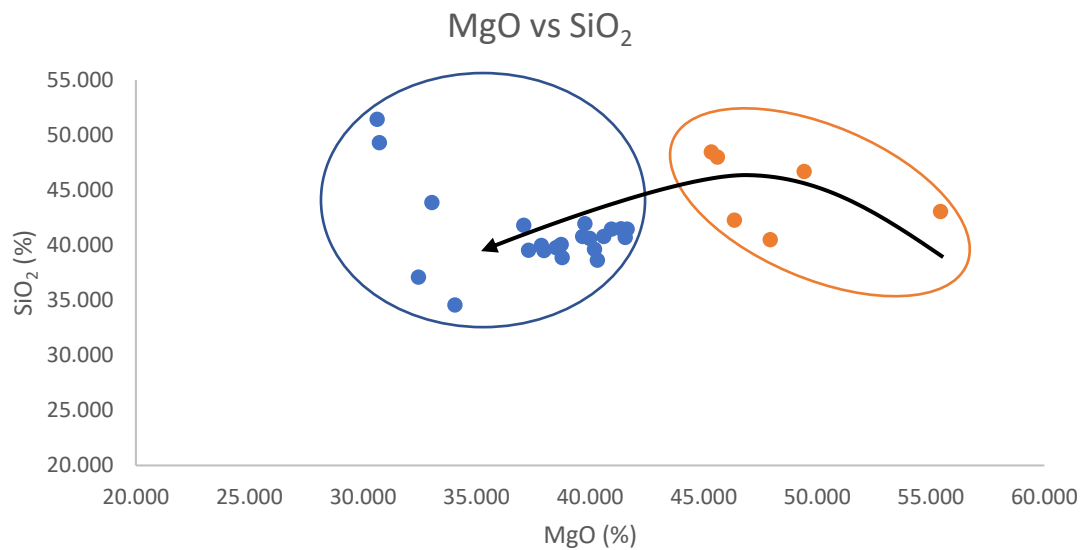


Fig. 84 - Gráfico MgO vs SiO₂, com projeção dos valores obtidos para as amostras estudadas e de dados de Bridges (1992), para dunitos e Bridges *et al.* (1995) e Santos (1998), para harzburgitos e lherzolitos da região de Bragança; a seta indica a variação dos elementos em questão aquando do processo de alteração das rochas.

O diagrama MgO vs TiO₂ (**Fig. 85**) permite individualizar três populações distintas de amostras, marcadas a azul, cor-de-laranja e cinzento. O grupo a azul é apenas constituído pelas amostras **AL-10** e **AL-17**, ambas rochas visivelmente alteradas, enquanto que o grupo a cinzento é constituído por dunitos estudados por Bridges (1992) e do grupo a cor-de-laranja fazem parte as restantes amostras, inclusivamente rochas peridotíticas analisadas por Bridges *et al.* (1995) e por Santos (1998). Deste modo, a seta a preto, indicativa da variação dos elementos químicos aquando do processo de serpentinização, indica uma diminuição de MgO e um aumento

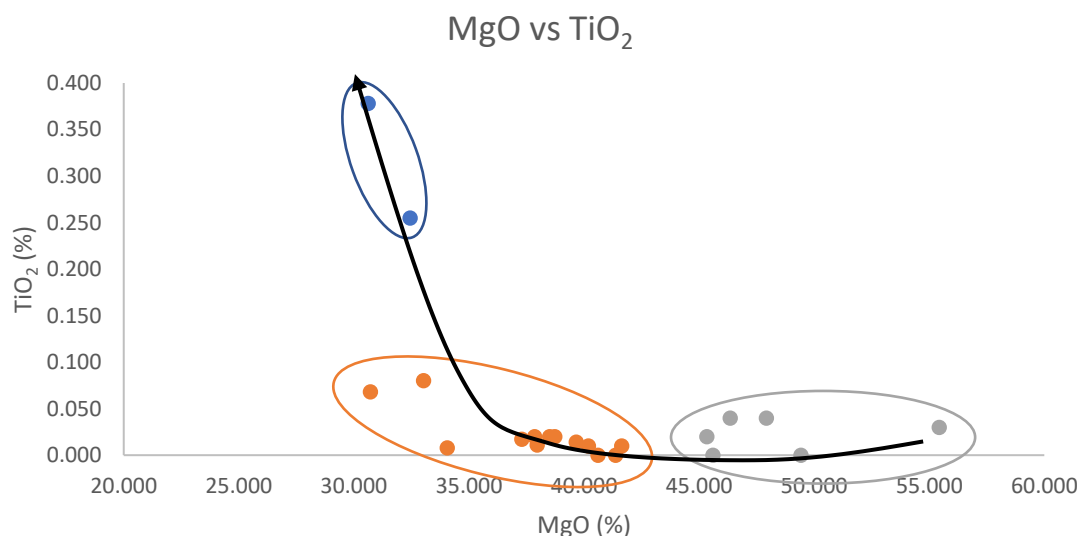


Fig. 85 - Gráfico MgO vs TiO₂, com projeção dos valores obtidos para as amostras estudadas e de dados de Bridges (1992), para dunitos, e Bridges *et al.* (1995) e Santos (1998), para harzburgitos e lherzolitos da região de Bragança; a seta indica a variação dos elementos em questão aquando do processo de alteração das rochas.

de TiO_2 (possivelmente associado a óxidos de ferro, também identificados nas análises precedentes).

O diagrama MgO vs Al_2O_3 (**Fig. 86**) permite identificar três grupos distintos de amostras, de acordo com a variação destes dois elementos, representados a azul, cor-de-laranja e cinzento. O grupo a azul é apenas constituído pelas amostras **AL-10** e **AL-17**, ambas rochas visivelmente alteradas, enquanto que o grupo a cinzento é constituído por rochas duníticas analisadas por Bridges (1992) e do grupo a cor-de-laranja fazem parte as restantes amostras, inclusivamente rochas peridotíticas analisadas por Bridges *et al.* (1995) e por Santos (1998). Deste modo, a variação dos valores de Al_2O_3 em função dos valores de MgO é similar à variação de TiO_2 , com aumento dos valores do primeiro aquando do processo de alteração.

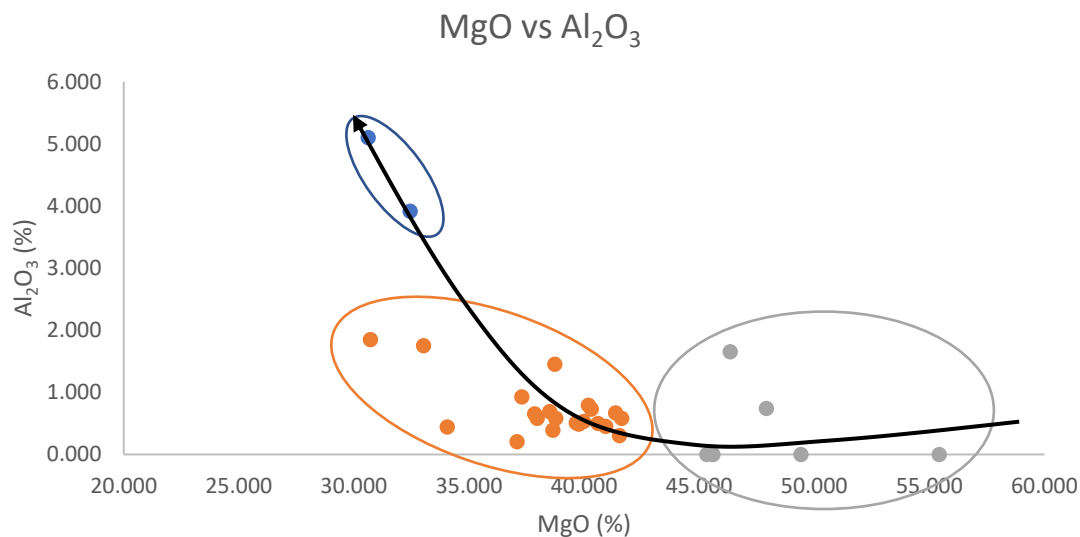


Fig. 86 - Gráfico MgO vs Al_2O_3 , com projeção dos valores obtidos para as amostras estudadas e de dados de Bridges (1992), para dunitos, e Bridges *et al.* (1995) e Santos (1998), para harzburgitos e lherzolitos da região de Bragança; a seta indica a variação dos elementos em questão aquando do processo de alteração das rochas.

O gráfico MgO vs CaO (**Fig. 87**) permite identificar três grupos distintos de amostras, representados a azul, cor-de-laranja e cinzento. Uma vez mais, o grupo a azul é apenas constituído pelas amostras **AL-10**, **AL-17** e **AL-18**, todas estas visivelmente alteradas. O grupo a cinzento é constituído por rochas duníticas analisadas por Bridges (1992) e do grupo a cor-de-laranja fazem parte as restantes amostras, inclusivamente rochas peridotíticas analisadas por Bridges *et al.* (1995) e por Santos (1998) e ainda um dos dunitos analisados por Bridges (1992). Desta forma, a seta a

preto indica um aumento de CaO e diminuição de MgO com os processos de alteração das rochas ultrabásicas.

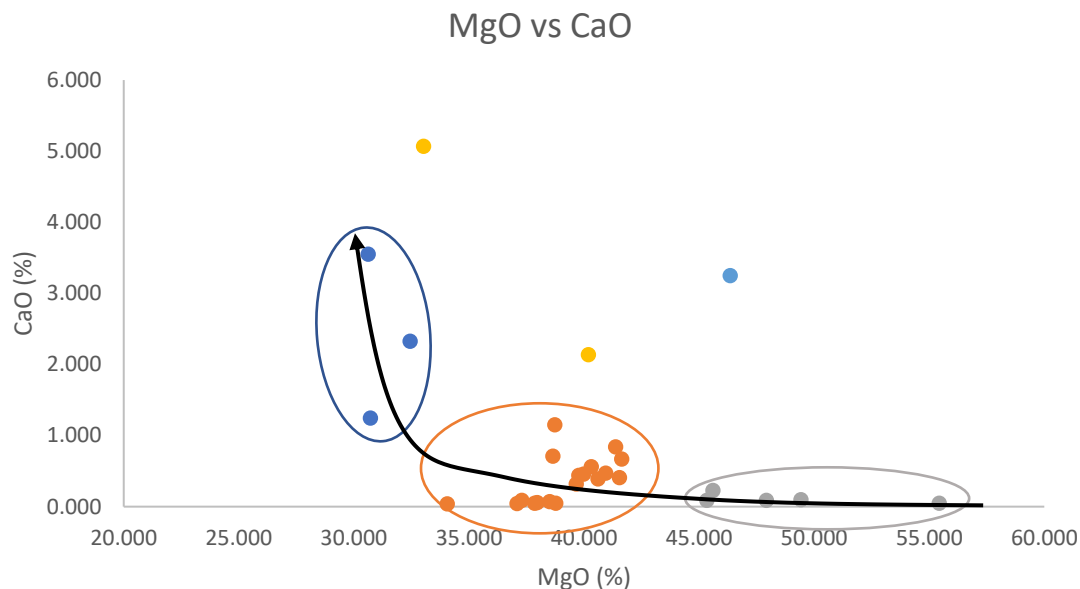


Fig. 87 - Gráfico MgO vs CaO, com projeção dos valores obtidos para as amostras estudadas e de dados de Bridges (1992), para dunitos, e Bridges *et al.* (1995) e Santos (1998), para harzburgitos e lherzolitos da região de Bragança; a seta indica a variação dos elementos em questão aquando do processo de alteração das rochas.

Em suma, os resultados obtidos da análise dos elementos maiores presentes nas amostras de rochas ultrabásicas estudadas, denota uma diminuição dos valores percentuais de MgO face aos demais elementos analisados (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 e CaO). Isto será um indicador, como referido ao longo do texto, da concentração de MgO na estrutura da lizardite, mineral decorrente da alteração das rochas ultrabásicas, concentrado, muitas vezes, ao longo de fissuras nas mesmas.

6.6.4. CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA DOS ELEMENTOS MENORES DAS ROCHAS ULTRABÁSICAS E ULTRABÁSICAS SERPENTINIZADAS

Os dados obtidos para os elementos menores (**Tabela 14**) foram também comparados com dados geoquímicos publicados por Santos (1998) (**Tabela 15**), Bridges *et al.* (1995) (**Tabela 16**) e Bridges (1992) (**Tabela 17**).

Tabela 14 - Resultados para elementos menores (ppm) das análises de fluorescência de raios-X de rocha total; ND – não definido.

	Amostra	AL-9.2	AL-10	AL-12	AL-14	AL-15	AL-16	AL-17	AL-18
Co	(ppm)	96.6	590	190	190	250	300	310	78.9
Zn	(ppm)	34.3	330	24.1	18.6	32.7	35.3	150	51.6
Cu	(ppm)	19.7	39	14	13.4	28.9	14.9	44.7	22
As	(ppm)	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND
Se	(ppm)	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND
Nb	(ppm)	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND
Mo	(ppm)	0.8	0.9	0.8	ND	1.1	1.2	1.3	1
Ag	(ppm)	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND
Cd	(ppm)	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND
Sn	(ppm)	ND	ND	ND	ND	ND	3.4	ND	ND
Sb	(ppm)	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND
Te	(ppm)	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND
Ta	(ppm)	7.4	6.1	8.1	8.2	8.9	9.6	7.2	ND
W	(ppm)	21.3	17.6	30.2	30.9	26.3	27.6	20.9	6.6
Pb	(ppm)	3.1	6.5	4	3	3.3	2.9	4.2	3.5
Bi	(ppm)	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND
Th	(ppm)	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND
U	(ppm)	ND	1.7	ND	ND	ND	ND	1.6	ND
Pr	(%)	ND	ND	ND	ND	ND	ND	0.011	ND
Tb	(%)	ND	0.059	ND	ND	ND	ND	ND	ND
Sc	(ppm)	5	8.6	ND	ND	6.9	3.7	10.4	18.4
V	(ppm)	25.6	66.9	19.9	19.8	36.8	18.7	74.7	96.9
Ga	(ppm)	ND	4	1	ND	ND	ND	4.1	1.9
Ge	(ppm)	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND
Br	(ppm)	5.9	3.7	11.5	5.8	8.3	3.2	9.5	4
Rb	(ppm)	1.3	2.3	1.4	1	1.3	1.6	2.4	2.6
Sr	(ppm)	2.8	18.3	1.9	1.5	4.1	7	18.6	5.3
Y	(ppm)	ND	4.4	1	ND	ND	ND	4.5	ND
Zr	(ppm)	ND	10.2	1	ND	1.2	ND	11.2	ND
I	(ppm)	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND
Cs	(ppm)	ND	6.2	7.3	ND	ND	ND	ND	ND
Ba	(ppm)	16.7	21.7	30.5	ND	16	8.6	23.7	19
La	(ppm)	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND
Ce	(ppm)	18.7	34.7	25.6	12.7	26.4	14.6	35.8	41.2
Nd	(ppm)	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND
Sm	(ppm)	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND

Yb	(ppm)	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND
Hf	(ppm)	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND
Ti	(ppm)	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND

Tabela 15 - Valores de Ni, Cr e Sc (ppm) apresentados por Santos (1998) para harzburgitos e lherzolitos.

Santos (1998)	Harzburgitos	37-15	37-71	37-72	37-73/A	37-75	37-83	37-95	37-98	Lherzolitos	37-37	37-63
Ni	(ppm)	1950	4433					1975	1814		1862	
Cr	(ppm)	2438	4383					2393	2339		2867	
Sc	(ppm)	9						7	8		11	

Tabela 16 - Valores de Ni, Cr e Sc (ppm) apresentados por Bridges *et al.* (1995) para harzburgitos.

Bridges <i>et al.</i> (1995)	Harzburgitos	133BRG	166BRG	191BRG	BRAG34	BRAG9
Ni	(ppm)	2221	2430	2326	2290	2280
Cr	(ppm)	2754	2393	2468	2620	3090

Tabela 17 - Valores de Ni e Cr (wt.ppm) apresentados por Bridges (1992) para dunitos.

Bridges (1992)	Dunitos	BRAG58	BRAG6	BRAG15	BRAG88	BRAG73	BRAG19
Ni	(wt.ppm)	3432	2591	2555	2306	2643	3868
Cr	(wt.ppm)	2848	2468	1505	2083	39420	6824

O Ni, Cr e Sc correspondem a três elementos imóveis, provenientes das fases magmáticas, por isso o estudo da sua variação poderá ser um bom indicador dos processos de alteração destas rochas, face à variação do MgO que, como anteriormente referido, terá sido concentrado durante a serpentinização.

O diagrama MgO vs Ni (**Fig. 88**) permite identificar três grupos distintos de amostras, com base na variação destes dois elementos, representados a azul, cor-de-laranja e cinzento. O grupo a azul é apenas constituído pelas amostras **AL-12**, **AL-17** e **AL-18**. O grupo a cinzento é constituído por dunitos analisados por Bridges (1992) e do grupo a cor-de-laranja fazem parte as restantes amostras, inclusivamente rochas peridotíticas analisadas por Bridges *et al.* (1995) e por Santos (1998).

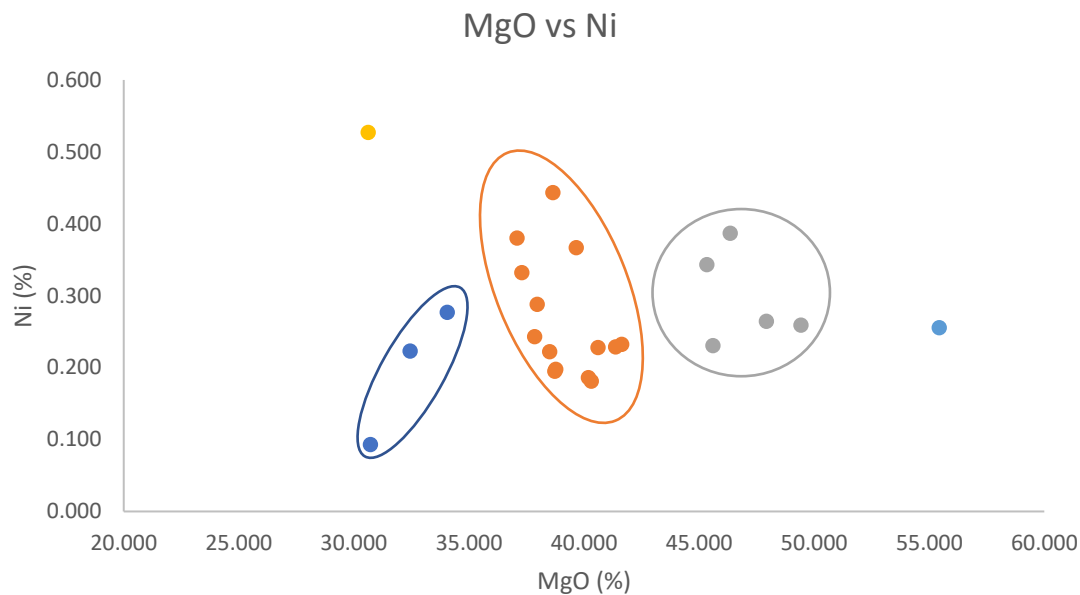


Fig. 88 - Gráfico MgO vs Ni, com projeção dos valores obtidos para as amostras estudadas e de dados de Bridges (1992), para dunitos, e Bridges *et al.* (1995) e Santos (1998), para harzburgitos e um lherzolito da região de Bragança.

O diagrama MgO vs Cr (**Fig. 89**) permite individualizar dois grupos que permitem identificar uma tendência na variação destes elementos, com o processo de alteração das rochas, grupos estes assinalados a azul e cor-de-laranja. Do primeiro, fazem parte quatro amostras duníticas estudadas por Bridges (1992), enquanto que do segundo fazem parte as amostras **AL-9.2**, **AL-12**, **AL-14**, **AL-15**, **AL-16**, **AL-17** e **AL-18**, acompanhadas por amostras de harzburgitos estudados por Bridges *et al.* (1995) e harzburgitos e lherzolitos estudados por Santos (1998). Fora destes grupos encontram-se a amostra **AL-10**, assim como um dunito estudado por Bridges (1992) e um harzburgito estudado por Santos (1998). Foi retirada da área do gráfico uma das amostras duníticas de Bridges (1992), por se desviar muito significativamente e impossibilitar a perceção da variação dos elementos em estudo. Assim sendo, o gráfico reflete um ténue aumento do teor relativo de Cr, face ao de MgO. Esta variação não muito significativa poderá refletir a associação de espinelas cromíferas a minerais do grupo de serpentina, por exemplo, ao longo de veios, para além do facto de as primeiras corresponderem a minerais resistentes aos processos de alteração, conservando-se relativamente bem relíquias da fase magmática nas rochas alteradas.

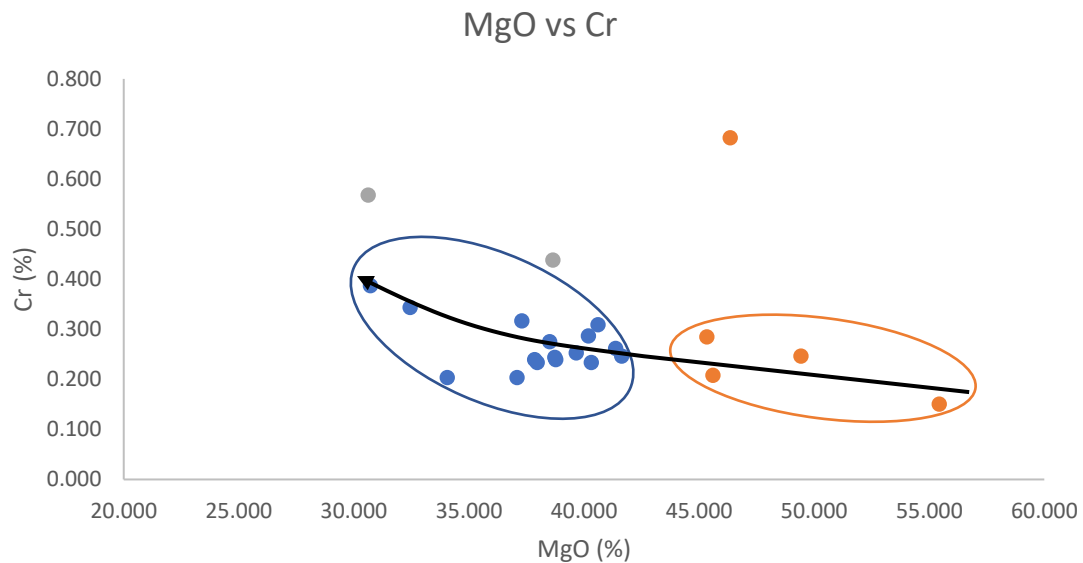


Fig. 89 - Gráfico MgO vs Cr, com projeção dos valores obtidos para as amostras estudadas e de dados de Bridges (1992), para dunitos, e Bridges *et al.* (1995) e Santos (1998), para harzburgitos e um lherzolito da região de Bragança; a seta indica a variação dos elementos em questão aquando do processo de alteração das rochas.

O gráfico MgO vs Sc (**Fig. 90**) permite a distinção de dois grupos de amostras: um primeiro a azul, constituído pelas amostras **AL-17**, **AL-18** e **AL-10** e um segundo constituído pelas amostras **AL-9.2**, **AL-15** e **AL-16**, acompanhadas por três harzburgitos e um lherzolito estudados por Santos (1998). Não foram utilizados dados de Bridges (1992) e Bridges *et al.* (1995), dada a ausência de valores para o Sc. Deste modo, dada a escassez de dados para comparação, não é possível estabelecer uma variação das percentagens de Sc em função das de MgO, no decurso do processo de alteração das rochas.

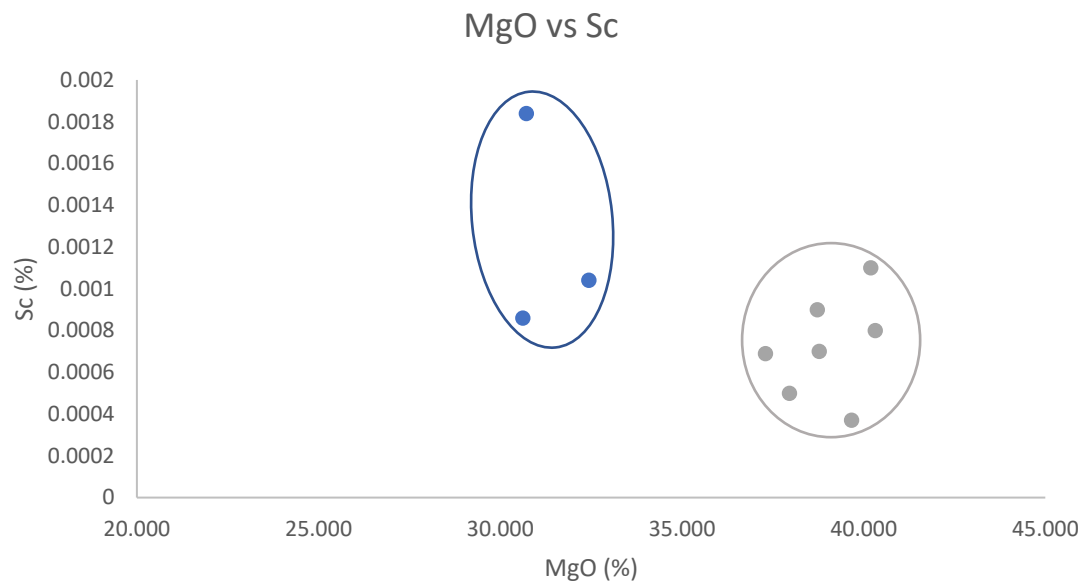


Fig. 90 - Gráfico MgO vs Sc, com projeção dos valores obtidos para as amostras estudadas e de dados de Santos (1998), para harzburgitos e um lherzolito da região de Bragança.

7. PROCESSOS METALOGÉNICOS E IMPLICAÇÕES NA GEOLOGIA ECONÓMICA DA REGIÃO

7.1. CONTEXTO METALOGÉNICO DA REGIÃO

De acordo com Pearce, *et al.* (1984) (*in* Bridges *et al.*, 1993), os cromititos podiformes têm origem em zonas de supra-subducção, em contexto de cunha mantélica, podendo cristalizar, a partir de um *melt* primitivo, em condutas no interior desta mesma cunha (Nicolas, 1986 *in* Bridges *et al.*, 1993). Muitos cromititos podiformes presentes no seio de formações duníticas, resultam de processos de cristalização a partir de *melts* nos níveis superiores do manto harzburgítico (Bridges *et al.*, 1995). A cromite existente nos níveis ultrabásicos da região de Bragança apresentará afinidades boniníticas, derivadas de uma fonte mantélica empobrecida, num contexto de arco insular de uma zona de supra-subducção (Bridges *et al.*, 1995; Oliveira *et al.*, 2009). Ocorrerão ainda, nesta região, gerações secundárias de cromite, associadas aos processos de serpentinização. Estes desencadearão a remobilização da cromite primária e subsequente deposição em torno de cristais de serpentina (Oliveira *et al.*, 2009).

Diferentes modelos para a origem e evolução das Unidades Alóctones Superiores do NW Ibérico foram propostos ao longo dos últimos anos. De alguns destes, constam certos períodos de formação de arcos magmáticos, correlacionáveis com as afinidades propostas por Bridges *et al.* (1995) para os cromititos podiformes do Maciço de Bragança.

Alguns autores remetem o processo de instalação dos níveis inferiores (HP-HT) do CAS para níveis relativamente superficiais, relacionando as rochas ultrabásicas neles contidas com um ambiente de arco. Deste modo, o CAS corresponderia a um arco insular ensialico cambro-ordovícico (500-460 Ma), correspondente a um troço peri-gondwânico, que se teria afastado aquando da abertura do Oceano Rheic, nas primeiras fases, extensionais, do orógeno Varisco (Ballèvre *et al.*, 2014; Martínez Catalán *et al.*, 2009, 2014). De acordo com Ballèvre *et al.* (2014) este corresponderia a um arco magmático continental, formado na margem norte do Gondwana, separado do restante continente aquando da abertura do Rheic, na transição entre o Câmbrico e o Ordovícico. Estes defendem uma afinidade comum para os níveis inferiores do CAS, atribuindo os primeiros a um substrato Cadomiano de uma bacia *forearc* ou *back-arc* câmbrica e os segundos ao seu preenchimento, datado do Paleozoico. Porém, as afinidades geoquímicas dos gabros e das rochas ultrabásicas constituintes dos níveis inferiores

são contraditórias, o que causa incertezas quanto à interpretação da sua origem. Enquanto que os primeiros, datados de aproximadamente 500 Ma, apresentam uma afinidade com MORB, típica de ambientes de rift oceânico, as segundas apontam para um ambiente de supra-subducção, tendo sido geradas, de acordo com interpretações levadas a cabo no Maciço de Cabo Ortegal, num ambiente de arco (Santos, *et al.*, 2002). O estudo geoquímico de elementos maiores obtidos por estes autores, segundo os mesmos, são similares aos obtidos por Bridges *et al.* (1995) para o Maciço de Bragança.

De acordo com esta, vem a proposta de Arenas *et al.* (2014, 2016b), que interpretam o CAS como correspondendo à região mais exterior da margem do Gondwana, numa larga plataforma continental. Este terá resultado de atividade vulcânica câmbrica em contexto de arco, seguida de um processo de distensão, acompanhado de magmatismo na região de *back-arc*.

Foram identificadas, por (Moreno *et al.*, 2001), nos níveis inferiores do CAS da unidade de Capelada do Maciço de Cabo Ortegal, rochas ultrabásicas contendo cromititos enriquecidos em Pt-Pd, correlacionáveis com os que ocorrem no Maciço de Bragança. Estas são interpretadas como correspondendo a uma secção de uma cunha mantélica, com origem num manto superior heterogéneo, acima de uma zona de subducção (Girardeau & Gil Ibarguchi, 1991; Girardeau *et al.*, 1989). De acordo com Arenas *et al.* (2016b), tendo por base a idade dos seus protólitos, esta unidade deverá corresponder a parte de uma bacia *back-arc* câmbrica, preenchida por sedimentos terrígenos.

Os modelos até aqui descritos, para a evolução geodinâmica do CAS do NW Ibérico parecem, deste modo, coerentes com a interpretação de Bridges *et al.* (1995), para a génese dos depósitos de cromite podiformes presentes nos níveis ultrabásicos do CAS do Maciço de Bragança. De acordo com estas interpretações geodinâmicas, estes cromititos ter-se-ão formado, à semelhança dos aflorantes no Maciço de Cabo Ortegal, a partir da cristalização de magmas provenientes do manto superior. O enquadramento geotectónico no qual terão sido originados, parece um pouco mais controverso. A hipótese mais plausível, deduzida a partir dos modelos até aqui descritos, será a de que estes depósitos teriam sido originados no Câmbrico, num ambiente de arco peri-gondwânico, que posteriormente teria sofrido um processo de afastamento e deriva deste mesmo continente, aquando da abertura do Rheic. Aquando do seu fecho, terá sofrido um processo colisional e de posterior exumação e instalação sobre o Gondwana, no Carbónico.

Por outro lado, Mateus *et al.* (2016) consideram o CAS como parte da Armórica, atribuindo a sua raiz à região compreendida entre as regiões Sul e Central deste

continente. Segundo estes, as rochas básicas-ultrabásicas do CAS corresponderão a câmaras magmáticas continentais profundas, infracrustais a supramantélicas, cuja instalação teria sido concomitante com um evento penetrativo de aquecimento litosférico lento, que terá decorrido há cerca de 500-480 Ma (datação de zircões), ou seja, num período divergente associado à abertura do Rheic. Estes dados são suportados, de acordo com os autores, pela ausência de vestígios de deformação pré-varisca nos níveis inferiores do CAS, pelo que a instalação destas câmaras magmáticas teria sido cerca de 100 Ma anterior aos estádios finais da exumação do CAS sobre o Complexo Ofiolítico. Para além disso, os autores sustentam que a instalação das rochas ultrabásicas em níveis de crosta continental teria sido simultânea com o evento de separação dos Maciços de Órdenes e Morais dos Maciços de Bragança e Cabo Ortegal, que se teria dado através de um desligamento principal esquerdo, com movimento de topo para oeste. Contudo, defendem a inexistência de uma interpretação, até ao momento, totalmente fidedigna para este intervalo temporal.

A partir deste último modelo geodinâmico apresentado, os cromititos podiformes de Bragança ter-se-iam formado aquando da instalação das câmaras magmáticas infracrustais a supramantélicas no domínio da crosta continental há 500-480 Ma, aquando do período de abertura do Oceano Rheic o que será em termos geotectónicos contraditório com os dados anteriormente apresentados.

7.2. CARACTERIZAÇÃO DOS RECURSOS GEOLÓGICOS METÁLICOS E NÃO-METÁLICOS

7.2.1. METÁLICOS

7.2.1.1. ESPINELAS CROMÍFERAS

A cromite surge sob a forma de pequenos cristais, no seio de dunitos, harzburgitos, peridotitos anfibólicos e lherzolitos, ou então incluída na olivina, entre outros silicatos magnesianos. Por outro lado, a cromite alberga também inclusões de olivina, serpentina, pirite e platina (Neiva, 1947b). A **Fig. 91** evidencia que estas segregações de cromite se concentram principalmente no interior dos dunitos. Concentram-se em acumulações podiformes, bolsadas ou corpos lenticulares, designados por cromititos, de génese relacionada com fenómenos de segregação magmática na fase ortomagmática (Neiva, 1945). Isto veio a ser confirmado a partir da cartografia inédita de Meireles (*in* Lunar *et al.*, 2004). Por outro lado, Neiva (1946) sustenta ainda a ocorrência de cromite em rochas harzburgíticas, o que viria a ser

confirmado, através de sondagens, por Oliveira *et al.* (2009). Neiva (1947b) coloca ainda a hipótese de a sua génese se encontrar relacionada com um magma cromitítico residual, de segregação magmática, do magma peridotítico, nos seus últimos estádios de arrefecimento. A intrusão deste magma residual, a partir de fraturas, teria ocorrido posteriormente à intrusão do magma peridotítico e precocemente relativamente às fases de diferenciação do mesmo, que conduziram à formação dos hornblenditos e piroxenitos, e ao processo de serpentinização das rochas ultrabásicas.

Para além de surgir nestes corpos peridotíticos e metaperidotíticos (serpentiníticos), a cromite ocorre ainda em jazigos magnetíticos precoces, em ambos os casos, também disseminada ou em lentículas, bolsadas e *schlierens*. Já em depósitos magnetíticos mais tardios, esta ocorre em corpos filoneanos e em massas, intersetando o encaixante. Nos cromititos, a cromite surge sob a forma de cristais idio a alotriomórficos, podendo conter inclusões de pirite e de cristais de platina de muito pequenas dimensões.

Deste modo, o mesmo autor refere-se à ocorrência de várias gerações de cromite na região. Refere-se à ocorrência de uma cromite de natureza hidrotermal, muito anterior ao processo de serpentinização das rochas ultrabásicas, resultante de diferenciação hidrotermal de natureza granítica, com mobilização de crómio (Cr), aquando da percolação de fluidos ao longo de fraturas nos cromititos. Coloca já a possibilidade de uma remobilização de Cr no decurso da serpentinização, com base em aspetos de corrosão e intercrescimento de cromite e serpentina observados.

Segundo Pearce *et al.* (1984) (*in* Bridges *et al.*, 1993), as mineralizações de cromite podiforme ter-se-ão formado em zonas de supra-subducção, num contexto de cunha mantélica. Advogam que os dunitos e cromititos no seu interior resultam de processos de cristalização a partir de *melts* primitivos, em condutas no material mantélico. A sua forte serpentinização e deformação, por cisalhamento e *boudinage*, terá conferido às rochas mineralizadas texturas metamórficas do tipo *schlieren*. Por outro lado, estes autores referem também a presença de cromite ferrífera nos bordos dos cristais de cromite, correspondentes a formas extremas de alteração de baixa temperatura associada à serpentinização da olivina.

Neiva (1947b) discriminava, na região de Bragança-Vinhais, seis tipos distintos de jazigos de cromite, entre os quais: (i) jazigos de disseminação, praticamente desprovidos de valor económico, materializados pela dispersão de cristais de cromite, em rochas peridotíticas, frescas e serpentinizadas, constituindo um tipo comum na região. (ii) jazigos de estrutura zonada, geralmente em peridotitos serpentinizados, como harzburgitos, por exemplo. São constituídos por uma pseudo-estratificação de

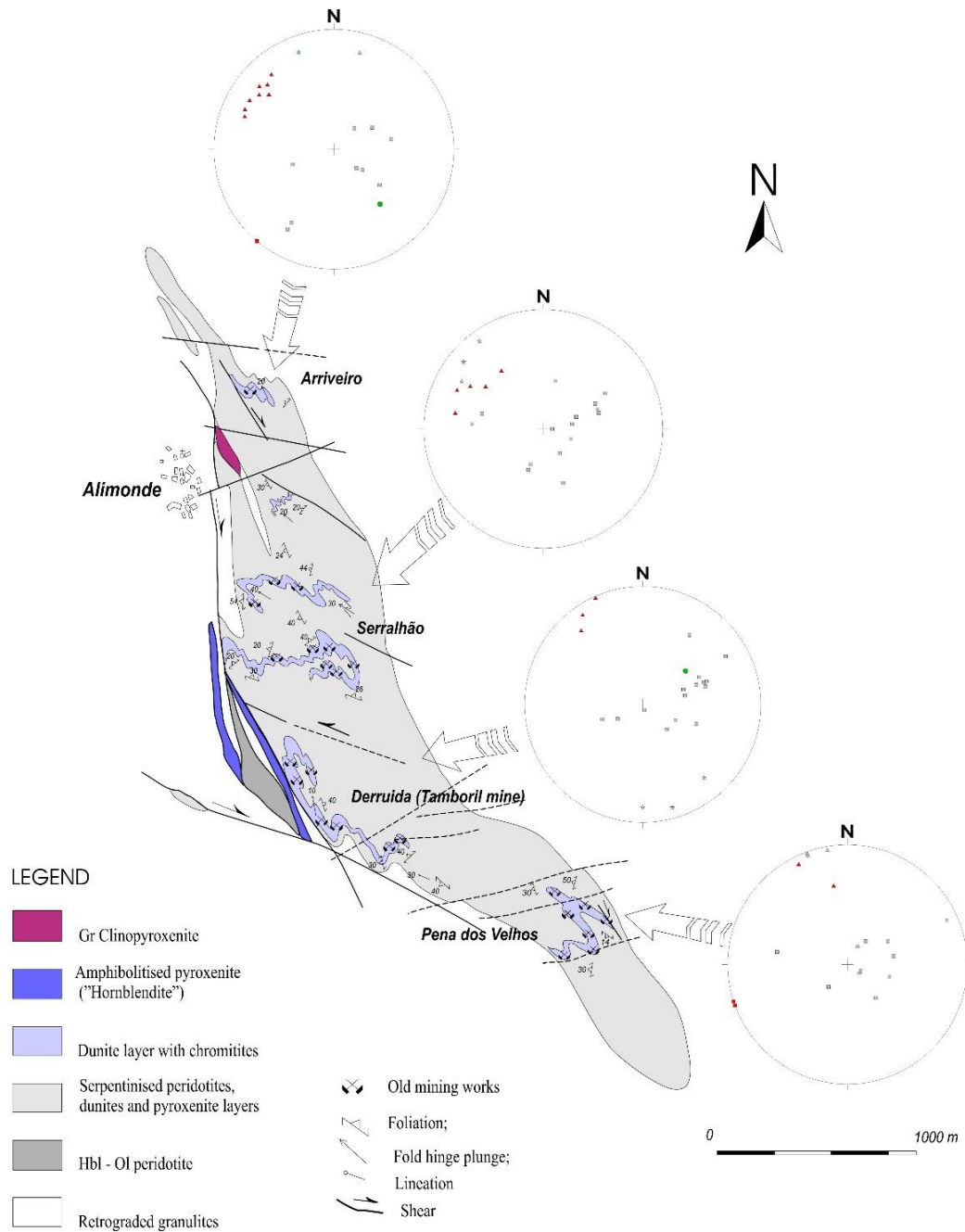


Fig. 6 - Geological detailed map of Alimonde area. Legend of the stereograms: layer (●); foliation (■); D4 fold hinges (▲); D4 stretching lineation (★); D5 fold hinge (△); D5 fold axial planes (■).

Fig. 91 - Cartografia inédita de Meireles (in Lunar *et al.*, 2004) ilustrativa da presença de cromititos no seio de layers duniticos, na região de Bragança.

alternâncias paralelas, com passagem lateral entre si, de camadas enriquecidas e empobrecidas em cromite. Podem surgir também grandes lentículas mais ricas em cromite, algumas ainda com pequenas concentrações lenticulares ainda mais ricas. (iii) jazigos de bolsadas dispersas, materializados por concentrações irregulares de cromite, com forma elipsoidal ou ovalóide sem passagem lateral, em rochas ultrabásicas, com formas muito variadas e distribuição predominantemente irregular. (iv) jazigos de

bolsadas alinhadas, com bolsadas distribuídas ao longo de um determinado alinhamento, por vezes encaixadas entre rochas ultrabásicas, como peridotitos, frescos e serpentinizados, e serpentinas. Estas bolsadas encontram-se, por vezes, unidas por troncos e filetes mineralizados.

As concentrações podiformes de cromite, foram alvo de exploração, nas décadas de 1930 e 1940, nas concessões de Abessedo (Vila Boa de Ousilhão) e Pingarela, próxima de Conlelas. Na primeira, foram exploradas cerca de 290.000 t de Cr_3O_3 , durante os anos 40 do século XX (C. Meireles, comunic. pessoal; Prichard *et al.*, 1991). A cromite aparece sob a forma lenticular, em corpos podiformes e com forma irregular, instalados em rochas duníticas (**Fig. 91**), de modo concordante com a sua foliação ou com os *pods* tectonicamente controlados (Meireles, 2000a; C. Meireles, comun. pessoal).

7.2.1.2. ELEMENTOS DO GRUPO DA PLATINA (PGE)

As ocorrências de platina (Pt), identificadas por Neiva (1945, 1946, 1947d), encontrar-se-ão intimamente relacionadas com processos de segregação em magmas peridotíticos (Neiva, 1945). Encontram-se associadas à cromite ou outra espinela ferífera (Neiva, 1946), podendo surgir em cromititos, e, por vezes, à magnetite, em magnetititos, e serpentina, por alteração dos dunitos. Bridges *et al.* (1993) assumem que as mineralizações de PGE associadas à cromite poderão resultar, quer de processos ígneos primários, quer de fenómenos posteriores de alteração, assim como de processos de recristalização devidos à deformação.

Neiva (1947d) detetou mesmo platina em amostras de dunitos, harzburgitos, e serpentina crisotilo-antigorítico-lizardítica com talco e cromite. Foi também descrita platina, sob a forma de inclusões de platina em cristais de magnetite, cromite e, mais raramente, nos minerais ferromagnesianos. De um modo geral, esta assume a forma de cristais idiomórficos, cúbicos ou octaédricos, por vezes também hipidiomórficos e, mais raramente, alotriomórficos, de muito pequenas dimensões. Ocorrem nas rochas mais básicas das ultrabásicas, ricas em cromite e magnetite – silicotelitos – nas quais os elementos do grupo da platina têm mais tendência a concentrar-se.

Por seu lado, Jedwab *et al.* (1989) (*in* Pereira, 2006), detetaram minerais do grupo de platina em amostras de peridotitos, serpentinitos, dunitos, harzburgitos e cromititos, na região de Carrazedo. Segundo estes autores, estes minerais assumem, maioritariamente, a forma de grãos de dimensões inferiores a 10 μm . Dentro da fração mais desenvolvida, detetaram diferentes espécies minerais ou domínios de variedades químicas.

Estes minerais do grupo da platina (PGM) surgem, principalmente, no seio de grãos de cromite ou nas suas margens, presentes numa matriz de serpentina. A espécie de PGM predominante nestes grãos de cromite é a laurite $[Ru(Os, Ir)S_2]$, assumindo a forma de cristais principalmente hexagonais, retangulares arredondados e octaédricos, mais afetados pela serpentinização nos bordos dos cristais de cromite. Os grãos com maior proporção de Ru encontram-se adjacentes a sulfuretos de metais básicos com magnetite, quer em fendas nos cristais de cromite, quer no seio de uma matriz de serpentina. Este mineral, apresenta, porém, baixas concentrações de Os e Ir, quando presente em fendas em cristais de cromite, em matriz de serpentina ou conjuntamente com a heazlewoodite, devido à remobilização destes dois elementos durante o processo de serpentinização (Bridges *et al.*, 1993).

Regista-se também a presença de minerais da série irarsite-hollingworthite-platarsite (IrAsS – RhAsS – PtAsS), quer na região central, quer nos bordos dos cristais de cromite. Surgem, nesta série, grãos com Pt, mas unicamente nos limites dos grãos de cromite, ou então na matriz. Foi identificada também sperrylite ($PtAs_2$) em grãos compósitos com minerais desta série, também nos bordos de grãos de cromite, observação interpretada como um fenómeno de fracionamento de PGE (Bridges *et al.*, 1993).

A Pt e o Pd podem surgir, nesta região, sob a forma de alóides, sulfuretos, sob a forma de potarite ($PdHg$) ou de um antimoneto de Pd. Encontram-se presentes numa matriz de serpentina, por vezes com grãos de sulfuretos de metais básicos, que podem ocorrer também na cromite, tendo sido identificado um alóide de Pt-Pd-Cu nos limites de grãos compósitos de heazlewoodite-magnetite. A maior parte do Pd surge texturalmente associado a sulfuretos de metais básicos. Por outro lado, a alteração de platarsite $[Pt(IrRh)AsS]$, num processo de dessulfurização e perda de As, leva à génese de alóides de Pt-Ir, Pd-Hg e Pd-S, evidenciando a instabilidade dos sulfuretos de Pt durante a serpentinização (Bridges *et al.*, 1993).

Bridges *et al.* (1993) identificaram ainda outros minerais deste grupo na região, como a sobolevskite ($PdBi$), a froodite ($PdBi_2$) e a athencite $[(PdHgPt)_3As]$. Para além destes, Jedwab *et al.* (1989) (*in* Pereira, 2006) identificaram ainda, na zona de Carrazedo, variedades como: atheneite, erlichmanite, sbolevskite e tetraferroplatinum.

Os teores de Pt descritos para as rochas ultrabásicas da região de Bragança são muito variáveis, oscilando entre 24 ppb e 11,2 ppm, valor máximo invulgarmente elevado em cromites podiformes (Bridges *et al.*, 1993).

7.2.1.3. MAGNETITE

Neiva (1945) refere a existência de jazigos de magnetite na região de Bragança, associados, sobretudo, a rochas anfibólicas, sendo alguns deles de génese metamórfica. Esta terá sido exsudada, assumindo a forma de pontuações, bastonetes ou acículos e glóbulos na região central de vénulas de crisótilo e serpofite, ou compondo mesmo a região central de vénulas zonadas. Pode apresentar também uma estrutura filiforme, separada por lamelas de clinocloro, dendróide ou intercalada com cristais de antigorite (Neiva, 1948b).

Neiva (1948b) sustenta também que poderá ter ocorrido exsudação de magnetite finamente granular, aquando do processo de serpentinização da olivina e formação de crisótilo. De acordo com o autor, esta magnetite surge na região central de vénulas, por vezes com aspeto acicular ou materializando bastonetes, estes últimos principalmente em alvéolos de serpofite. Esta será também exsudada no decurso da alteração de bronzite (enstatite).

7.2.1.4. NÍQUEL

De acordo com Neiva (1946), o níquel (Ni) surge sob a forma iónica Ni^{2+} , associado a olivinas (olivina niquelífera), substituindo o Mg^{2+} , de igual carga e raio iónico. Aparece, deste modo, na região de Bragança-Vinhais, em rochas ultrabásicas, como dunitos e harzburgitos. Segundo o mesmo autor, é também possível detetar Ni em silicatos secundários de alteração da olivina. Este autor enumera cinco minerais niquelíferos nesta região: olivina niquelífera, crisótilo niquelífero, antigorite- α niquelífera, serpofite niquelífera e talco niquelífero.

Nesta região, o autor considera que os minérios de Ni correspondem a concentrações minerais alojadas em zonas de fragilidade nos dunitos, harzburgitos e serpentinas, mais ricas em Ni do que as próprias rochas em questão. Estas podem subdividir-se em garnierite e numeíte, consistindo em associações minerais compostas por crisótilo, antigorite- α , serpofite e, mais raramente, talco, com predominância de antigorite e serpofite (Neiva, 1946).

Por outro lado, Bridges *et al.* (1993) identificam também Ni sob a forma de metais básicos, como a pentlandite $[(FeNi)_9S_8]$ e a heazlewoodite (Ni_3S_2), ambos associados a magnetite, numa associação (Fe-Ni-S) relacionada com o processo de serpentinização das rochas ultrabásicas. Surgem quer em grãos de cromite, sob a forma de grãos hexagonais ou retangulares, quer no seio de uma matriz silicatada, em grãos mais irregulares, com contornos encastrados. Estes obtiveram, para pentlandites da região, valores de 24-30 at.%, valores típicos destas mesmas associações pentlandite-heazlewoodite.

7.2.1.5. COBALTO

O cobalto (Co) surge, sob a forma do ião Co^{2+} , substituindo isomorficamente o Fe^{2+} ou o Mg^{2+} na estrutura da olivina, este segundo, por exemplo, no interior de cromititos. Em alguns destes, não se encontra já presente a olivina, mas sim apenas silicatos secundários hidratados de magnésio, como crisótilo, antigorite- α , serpofite e talco, na estrutura dos quais o Co^{2+} substituirá também o Mg^{2+} , com exsudação de Fe^{2+} , fenómeno resultante da alteração de olivinas cobaltíferas. Concentrados destes minerais poderão assim constituir, na região Bragança-Vinhais, minérios de cobalto (Neiva, 1946).

7.2.2. MINERAIS INDUSTRIAIS OU NÃO-METÁLICOS

Para além dos recursos minerais metálicos, abordados na secção precedente, ocorrem ainda, associados às rochas ultrabásicas da região de Bragança, depósitos de minerais industriais, mais concretamente de talco.

7.2.2.1. TALCO

De acordo com Pereira (2006), o talco surge, na região Bragança-Vinhais, geneticamente associado a fenómenos metassomáticos incidentes apenas em rochas ultrabásicas, já serpentinizadas, da base do Complexo Alóctone Intermédio. Destes processos metassomáticos, destaca-se o fenómeno de esteatização, desencadeado pela percolação de fluidos aquossilicatados tardios, ao longo de falhas e planos de carreamento tardios, geralmente NW-SE, em condições metamórficas de baixo grau (Pereira, 2006; Meireles, 2000a). Muitas das ocorrências de talco são já bem conhecidas, encontrando-se algumas inseridas em áreas de antigas concessões, havendo registos e vestígios de diversas explorações, no distrito de Bragança.

Nesta região, é importante a mina de Sete Fontes (setor de Soeira e Castrelos), encontrando-se ativa apenas a região de Soeira. Esta ocorrência, no setor de Castrelos, é controlada por um importante acidente tectónico, que se prolonga para SE, pelo flanco SW do monte Ladeiro, encontrando-se marcado por uma faixa de xistos esteatíticos, com *boudins* de dimensões variáveis, principalmente de cumulos ultrabásicos, anfíbolitos e gabros (Meireles, 2000a). Ramos *et al.* (1983) e Ramos *et al.* (1989) (*in* Meireles, 2000a) referem ainda a ocorrência de talcos em falhas mais recentes, de orientação N-S e NE-SW.

7.2.3. ROCHAS ORNAMENTAIS

7.2.3.1. SERPENTINITOS

É bem conhecida a exploração de serpentinitos, como rochas ornamentais, na região de Donai, exploração esta associada a rochas do complexo ofiolítico Bragança-Vinhais (Complexo Alóctone Intermédio). A exploração foi, porém, encerrada por esgotamento da lentícula de serpentinito. Eram extraídos blocos serpentiniticos a partir de um maciço de dimensões limitadas e fraturado, o que consiste sempre numa limitação na exploração de blocos de rochas ornamentais (Pereira, 2006).

7.3. IMPLICAÇÕES NA GEOLOGIA ECONÓMICA DA REGIÃO DA BRAGANÇA

Tendo em conta os tópicos abordados, conclui-se que os corpos com maior interesse económico são os cromititos podiformes, presentes nas rochas duníticas do CAS do Maciço de Bragança. As mineralizações de cromite na região de Bragança terão sido descobertas por volta do ano de 1917, tendo sido exploradas nas décadas de 1930 e 1940, como anteriormente referido, nas duas principais concessões, de Pingarela, nas proximidades de Carrazedo, e de Abessedo, nas proximidades de Vila Boa de Ousilhão. Foram também alvo de trabalhos de prospeção e pesquisa, por parte do Serviço de Fomento Mineiro, nas décadas de 1940 e 1950. A concessão de Abessedo, de maior relevância, foi encerrada no ano de 1945, por esgotamento dos cromititos conhecidos. (C. Meireles, comunic. pessoal).

Por outro lado, foram ainda referidas, neste capítulo, ocorrências de explorações de talco e serpentinito como rocha ornamental na região de Bragança. Porém, as formações geológicas a que respeitam, encontram-se associadas apenas ao Complexo Alóctone Intermédio.

Os corpos ultrabásicos que albergam os cromititos podiformes, foram já descritos e estudados por diversos autores, entre os quais Neiva (1945, 1946, 1947b, 1947d), Bridges *et al.* (1993, 1995), Mateus & Figueiras (1999) e Oliveira *et al.* (2009). Para além disso, o seu conteúdo em PGE foi também descrito por inúmeros autores, como Neiva (1945, 1947), Jedwab *et al.* (1989), Bridges *et al.* (1993) e Oliveira *et al.* (2009), o que poderia ser um motivo de interesse acrescido.

No presente trabalho, foram estudadas várias fases metálicas associadas às rochas ultrabásicas da região de Alimonde, com predominância de cromite, verificando-se ainda, com recurso a algumas das técnicas disponíveis, a presença de pentlandite, tendo sido também detetados também valores de Co e Pt, por análise de SEM-EDS. O

estudo mineralógico conduzido neste trabalho, permitiu confirmar a influência dos processos de alteração hidrotermal das rochas ultrabásicas nas fases metálicas. Assim, cremos que um estudo geoquímico mais detalhado destes processos poderia vir a ser importante na compreensão das implicações dos eventos pós-magmáticos para as mineralizações existentes.

Consideramos importante salvaguardar que seria de suma importância para uma melhor avaliação destas rochas, do ponto de vista económico, levar a cabo uma cartografia geológica detalhada e um estudo estrutural aprofundado dos *layers* duníticos em que se encontram alojados os cromititos podiformes (C. Meireles, comunic.pessoal). Dado o forte controlo estrutural e litológico subjacente às mineralizações de cromite, acreditamos que este seria um passo fundamental para a renovação do conhecimento destas formações ultrabásicas e das mineralizações de cromite nelas alojadas, para uma futura análise das suas implicações económicas.

8. CONCLUSÕES

Terminado o presente trabalho de dissertação, resta ressaltar os aspetos mais importantes que nele foram sendo abordados e as principais conclusões que dele resultaram. Na região de Alimonde, pertencente ao Maciço de Bragança, encontra-se bem representado o Complexo Alóctone Superior (CAS), da Zona Galiza-Trás-os-Montes (ZGTM), constituído, entre outros litótipos, por rochas ultrabásicas, com diferentes graus de alteração.

Os objetivos propostos para este trabalho centram-se, precisamente, no estudo destas mesmas rochas ultrabásicas, procurando compreender, quer os processos magmáticos, quer os processos de metamorfismo hidrotermal que lhes são subjacentes. Além disto, pretendeu-se estudar as mineralizações de cromititos podiformes, descritas na região por diversos autores, e procurar compreender a sua relação com os processos magmáticos e hidrotermais associados às rochas ultrabásicas em que estão alojadas. Deste modo, foi levado a cabo um estudo petrográfico, mineralógico e geoquímico, com o intuito de descrever as rochas em questão e procurar compreender, à micro e macroescala, os processos que poderão ter levado à sua alteração e qual a sua relação com as fases metálicas.

8.1. TRABALHO DE CAMPO

O trabalho de campo na região de Alimonde possibilitou a identificação de diferentes tipos litológicos, entre os quais: blastomilonitos, piroxenitos (um dos quais um bronzitito), hornblenditos, picrito e peridotitos, e fundamentalmente dunitos. Foi possível confirmar a estrutura em *layer* magmático das rochas ultrabásicas, perceptível em alguns afloramentos, apesar da intensa deformação tectónica atribuída ao CAS, particularmente às rochas ultrabásicas. A forte atividade tectónica é notória à escala do afloramento, materializada por diversos aspetos estruturais, como planos de falha, estruturas *boudinadas* e dobras a diferentes escalas, entre as quais dobras em bainha, já descritas por Marques (1994).

No que respeita às rochas ultrabásicas são visíveis, à escala do afloramento e em amostra de mão, diferentes graus de alteração hidrotermal, encontrando-se, por vezes, completamente alteradas. Para além disso, são também visíveis à vista desarmada, em algumas ocorrências, massas podiformes de cromite no seio das rochas ultrabásicas (dunitos).

8.2. CARACTERIZAÇÃO MINERALÓGICA E PETROGRÁFICA DAS ROCHAS ULTRABÁSICAS

Em todas as amostras estudadas são visíveis, petrograficamente, aspetos de alteração hidrotermal, com diferentes graus, entre as várias amostras. Em algumas delas, são ainda visíveis minerais primários ou relíquias dos mesmos (olivina e piroxenas), assim como aspetos decorrentes da sua alteração, como bastites decorrentes da alteração de anfíbolos e piroxenas e, predominantemente, aspetos de alteração da olivina, como por exemplo, texturas em malha e texturas pseudomórficas em ampulheta. Ocorrem ainda anfíbolos, possivelmente decorrentes de processos de retrogradação metamórfica.

Em algumas amostras, é perceptível uma forte fraturação da rocha e dos minerais primários, principalmente da olivina, na qual é notória, por vezes, uma alteração a partir das fissuras e bordos dos cristais, com formação de veios de serpentina. Verifica-se também a concentração de minerais do subgrupo da serpentina ao longo de planos de fraturação da rocha, materializando, também, veios de serpentina. Em ambos os casos, estes veios ocorrem, frequentemente, acompanhados por minerais opacos (espinelas). Para além de minerais do subgrupo da serpentina, ocorrem ainda, como minerais de neoformação, em algumas amostras, anfíbolos, magnesite (por vezes preenchendo também fissuras) e biotite hidrotermal.

8.3. ESTUDO MINERALÓGICO DOS MINERAIS OPACOS

Nas rochas estudadas, foram identificadas e descritas diferentes espécies de minerais opacos, sendo estas: cromite/ espinela cromífera, magnetite, pentlandite e pirrotite.

No que respeita à espinela cromífera, observada em lâmina e superfície polida, ocorre sob diferentes formas, hábitos e relações texturais: cristais de hábitos e dimensões variáveis, fortemente fraturados e, por vezes, com aspeto poroso, por ação dos processos de alteração hidrotermal; cristais e agregados de pequenas dimensões, por vezes ao longo de fraturas e fissuras nos cristais maiores, ou acompanhando veios de serpentina. Os valores máximos de Cr nestes minerais, obtidos por esta técnica, foram de 20,38 wt.%, tendo sido também detetada a presença de Co e Pt associados.

No que toca à magnetite, ocorre, principalmente, ao longo de fraturas e acompanhando veios de serpentina.

A pentlandite foi identificada, por SEM-EDS, nas amostras **AL-16**, **AL-17** e **AL-18**, associada a outros minerais metálicos, como espinelas, por exemplo. O valor

máximo de Ni detetado na pentlandite, por esta técnica, foi de 6,94 wt.% (**AL-16**), tendo sido também detetados casos de Co e Pt associados.

No que respeita à pirotite, assume a forma de cristais de pequenas dimensões, também associados a outros minerais metálicos, ou então dispersos nas rochas. Foi também detetada, na amostra **AL-19**, a presença de Co e Pt associados à pirrotite.

8.4. ESTUDO MINERALÓGICO DO PROCESSO DE ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL DAS ROCHAS ULTRABÁSICAS

No que respeita às fases minerais de neoformação, decorrentes do processo de alteração hidrotermal que afetou as rochas ultrabásicas estudadas, a análise de XRD permitiu registar a presença de lizardite. Os resultados obtidos da análise FTIR vieram corroborar os anteriores, no que respeita à presença de lizardite, identificando também planos de vibração molecular presentes na antigorite. Por último, a análise de espectroscopia Raman, permitiu também identificar ocorrência de lizardite, assim como de espinelas cromíferas afetadas pelos processos de alteração hidrotermal.

8.5. ESTUDO GEOQUÍMICO DO PROCESSO DE ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL

No estudo geoquímico do processo de alteração hidrotermal das rochas ultrabásicas da região de Alimonde, os dados obtidos por XRF foram projetados conjuntamente com dados de análises de rochas ultrabásicas, também da região de Bragança, apresentadas por Bridges (1992) (dunitos), Bridges *et al.* (1995) (harzburgitos) e Santos (1998) (harzburgitos e lherzolitos). A projeção destes dados no diagrama TiO_2 vs Al_2O_3 é indicativa de que estas rochas teriam sofrido também processos de alteração.

A projeção nos diagramas de correlação de elementos maiores e menores permite sempre evidenciar mais do que uma população de amostras, o que será, possivelmente, indicativo da ocorrência de diferentes graus de alteração e diferentes protólitos. Note-se, por exemplo, que a amostra **AL-17**, correspondente ao picrito identificado por Marques (1989, 1994), se apresenta quase sempre destacada, nestes diagramas, da maioria das demais.

8.6. CONTEXTO METALOGÉNICO DA REGIÃO

Como definido por vários autores (Neiva, 1945; Lunar *et al.*, 2004), os cromititos materializam corpos lenticulares associados principalmente a *layers* duníticos e, de acordo com Neiva (1946) e Oliveira *et al.* (2009), ocorre também cromite associada a harzburgitos. Estes ter-se-ão formado de acordo com Pearce *et al.* (1984) (*in* Bridges *et*

al., 1993), em zonas de supra-subducção, em contexto de cunha mantélica e, segundo Bridges *et al.* (1995), em ambiente de arco magmático. Assim, procuramos interpretar estas propostas para a origem destes corpos, com base em alguns modelos de evolução geodinâmica dos terrenos alóctones do NW Ibérico, propostos por diversos autores.

Deste modo, interpretamos uma coerência da proposta de Bridges *et al.* (1995) com modelos propostos por Martínez Catalán *et al.* (2009, 2014), Ballèvre *et al.* (2014) e Arenas *et al.*, (2014, 2016b). À luz destes modelos, podemos inferir que os cromititos podiformes presentes nas rochas ultrabásicas do CAS poderão ter cristalizado a partir de magmas supramantélicos, no contexto de um arco peri-gondwânico, possivelmente no Câmbrio.

Por outro lado, com base no modelo geodinâmico descrito por Mateus *et al.* (2016), podemos interpretar a génese dos cromititos podiformes de Bragança aquando da instalação de câmaras magmáticas infracrustais a supramantélicas, em contexto de crosta continental, há cerca de 500-480 Ma, aquando da abertura do Oceano Rheic.

8.7. IMPLICAÇÕES NA GEOLOGIA ECONÓMICA DA REGIÃO DE BRAGANÇA

Como já referido, as formações geológicas de maior possibilidade de interesse económico na região de Bragança corresponderão aos cromititos podiformes, já alvo de trabalhos de prospeção e pesquisa e também de exploração, nas décadas de 1930-1940.

Neste trabalho, à semelhança de outros já citados, foi detetada a presença de Co e Pt associados a algumas fases metálicas presentes nas rochas ultrabásicas que alojam os cromititos. Deste modo, uma futura avaliação do interesse económico destas mineralizações, deveria também passar por um estudo mais aprofundado e renovação dos dados já existentes relativos a estes e outros elementos associados às mesmas.

O estudo mineralógico levado a cabo neste trabalho indica que o processo de alteração hidrotermal das rochas ultrabásicas influenciará o modo de ocorrência destas mineralizações. Deste modo, um estudo geoquímico mais detalhado deste processo poderia ser também importante para a avaliação da possível importância económica das mineralizações.

Por último, dado o intenso controlo estrutural e litológico dos cromititos podiformes, consideramos de suma importância, para que seja possível uma futura análise eficiente das suas implicações económicas, o desenvolvimento de uma cartografia geológica detalhada e um estudo estrutural aprofundado dos *layers* duníticos em que se encontram alojadas estas mineralizações.

9. REFERÊNCIAS

9.1. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Abati, B., Dunning, G.R., Arenas, R., Díaz-García, F., González-Cuadra, P., Martínez Catalán, J. R. & Andonaegui, P. (1999) – Early Ordovician orogenic event in Galicia (NW Spain); evidence from U-Pb ages in the uppermost unit of the Ordenes Complex. *Earth and Planetary Science Letters*, **165**(2), 213-228.

Alt, J. C., Garrido, C. J., Shanks, W. C., Turchyn, A., Padrón-Navarta, J. A., Sánchez-Vizcaíno, V. L., Pugnaire, M. T. G. & Marchesi, C. (2012) – Tracing the recycling of water, carbon, and sulfur during subduction metamorphism of seafloor serpentinites: a stable iso-tope study of the Almirez Massif, Spain. *Earth and Planetary Science Letters*, 327–328, 50–60.

Alt, J. C., Schwarzenbach, E. M., Früh-Green, G. L., Shanks, W. C., Bernasconi, S. M., Garrido, C. J., Crispini, L., Gaggero, L., Padrón-Navarta, J. A. & Marchesi, C. (2013) - The role of serpentinites in cycling of carbon and sulfur: Seafloor serpentinization and subduction metamorphism. *Lithos*, **178**, 40–54.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.12.006>

Andreani, M., Mével, C., Boullier, A.-M. & Escartín, J. (2007) – Dynamic control on serpentine crystallization in veins: constraints on hydration processes in oceanic peridotites. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **8**, Q02012.
<http://dx.doi.org/10.1029/2006GC001373>.

Angel, F. (1930) – Stubachit und Stubachitserpentin vom Ganoz (Bei Kals in Osttril). *Z. Krist.*, **72**, 1-41.

Anthonioz, P.-M. (1970) – Les complexes polymétamorphiques précambriens de Morais et Bragança (NE du Portugal): étude pétrographique et structurale. *Sci. de la Terre*, **15**(2), 145-166.

Anthonioz, P.-M. (1972) – Les complexes polymétamorphiques précambriens de Morais et Bragança (NE du Portugal): étude pétrographique et structurale. *Mem. Serv. Geol. Port.*, **20**, 192 pp.

Antón, L., De Vicente, G., Muñoz, Martín, A. & Stokes, M. (2014) - Using river long profiles and geomorphic indices to evaluate the geomorphological signature of

continental scale drainage capture, Duero basin (NW Iberia). *Geomorphology*, **206**, 250-261. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.09.028>

Antón, L., Rodés, A., De Vicente, G., Pallàs, R., Garcia-Castellanos, D., Stuart, F. M., Braucher, R. & Bourlès, D. (2012) - Quantification of fluvial incision in the Duero Basin (NW Iberia) from longitudinal profile analysis and terrestrial cosmogenic nuclide concentrations. *Geomorphology*, **165–166**, 50–61. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.12.036>

Arenas, R., Díez Fernández, R., Rubio Pascual, F. J., Sánchez Martínez, S., Martín Parra, L. M., Matas, J., González del Tánago, J., Jiménez-Díaz, A., Fuenlabrada, J.M., Andonaegui, P. & Garcia-Casco, A. (2016a) - The Galicia–Ossa-Morena Zone: Proposal for a new zone of the Iberian Massif. Variscan implications. *Tectonophysics*, **681**, 135–143. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.02.030>

Arenas, R., Díez Fernández, R., Sánchez Martínez, S., Gerdes, A., Fernández-Suárez, J. & Albert, R. (2014) – Two-stage collision: Exploring the birth of Pangea in the Variscan terranes. *Gondwana Research*, **25**(2), 756-763. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2013.08.009>

Arenas, R., Farias, P., Gallastegui, G., Gil Ibarguchi, J. I., González Lodeiro, F., Klein, E., Marquínez, J., Martín Parra, L. M., Martínez Catalán, J. R., Ortega, E., Pablo Maciá, J. G. De Peinado, M. & Rodríguez-Fernández, L. R. (1988) - Características geológicas y significado de los dominios que componen la Zona de Galicia – Tras-os-Montes. II Congr. Geol. España, *Simpósios*, 75-84.

Arenas, R., Sánchez Martínez, S., Díez Fernández, R., Gerdes, A., Abati, J., Fernández-Suárez, J., Andonaegui, P., González Cuadra, P., López Carmona, A., Albert, R., Fuenlabrada, J. M. & Rubio Pascual, F. J. (2016b) - Allochthonous terranes involved in the Variscan suture of NW Iberia: A review of their origin and tectonothermal evolution. *Earth-Science Reviews*, **161**, 140–178. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.08.010>.

Bach, W., Garrido, C. J., Paulick, H. & Rosner, M. (2004) – Seawater-peridotite interactions: first insights from ODP Leg 209, MAR 15°N. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **5**(9). <http://dx.doi.org/10.1029/2004GC000744> ISSN: 1525-2027.

Bach, W., Paulick, H., Garrido, C. J., Ildefonse, B., Meurer, W. P. & Humphris, S. E. (2006) - Unraveling the sequence of serpentinization reactions: Petrography, mineral chemistry, and petrophysics of serpentinites from MAR 15°N (ODP Leg 209, Site 1274). *Geophysical Research Letters*, **33**(13), 4–7. <https://doi.org/10.1029/2006GL025681>

- Balan, E., Saitta, A. M., Mauri, F., Lemaire, C. & Guyot, F. (2002) – First-principles calculation of the infrared spectrum of lizardite. *American Mineralogist*, **87**(10), 1286-1290. <https://doi.org/10.2138/am-2002-1003>
- Ballèvre, M., Martínez Catalán, J. R., López-Carmona, A., Pitra, P., Abati, J., Díez Fernández, R., Ducassou, C., Arenas, R., Bosse, V., Canstiñeiras, P., Fernández-Suárez, J., Gómez Barreiro, J., Paquette, J. L., Peucat, J. J., Poujol, M., Ruffet, G. & Sánchez Martínez, S. (2014) - Correlation of the nappe stack in the Ibero-Armorican arc across the Bay of Biscay: a joint French–Spanish project. *Geological Society, London, Special Publications*, **405**(1), 77–113. <https://doi.org/10.1144/sp405.13>
- Baronnet, A., Andréani, M., Grauby, O., Devouard, B., Nitsche, S. & Chaudanson, D. (2007) - Onion morphology and microstructure of polyhedral serpentine. *American Mineralogist*, **92**(4), 687–690. <https://doi.org/10.2138/am.2007.2388>.
- Baronnet, A. & Devouard, B. (2005) – Microstructures of common polygonal serpentines from axial HRTEM imaging, electron diffraction, and lattice-simulation data. *Canadian Mineralogist*, **43**, 513-542.
- Beard, J., Frost, B. R., Fryer, P., McCaig, A., Searle, R., Ildefonse, B., Zinin, P. & Sharma, S. K. (2009) - Onset and progression of serpentinization and magnetite formation in olivine-rich troctolite from IODP Hole U1309D. *J. Petrol.*, **50**, 387–403.
- Bebout, G. E. & Barton, M.D. (2002) - Tectonic and metasomatic mixing in a high-T, subduction-zone mélange-insights into the geochemical evolution of the slab–mantle interface. *Chemical Geology* **187**, 79–106.
- Bernard-Griffiths, J., Peucat, J. J., Cornichet, J., Ponce de Léon, M. I. & Gil Ibarguchi, J. I. (1985) - U-Pb, Nd isotope and REE geochemistry in eclogites from the Cabo Ortegal Complex, Galicia, Spain: an example of REE immobility conserving MORB-like patterns during high-grade metamorphism. *Chem. Geol.*, **52**, 217-225.
- Blackman, D. K., Cann, J. R., Janssen, B. & Smith, D. K. (1998) – Origin of extensional core complexes: evidences from the Mid-Atlantic Ridge at Atlantis fracture zone. *Journal of Geophysical Research*, **103**, 21315–21333.
- Bodinier, J.-L., Fabriès, J., Lorand, J.-P., Dostal, J. & Dupuy, C. (1987) - Geochemistry of amphibole pyroxenite veins from the Lherz and Freychinède ultramafic bodies (Ariège, French Pyrenees). *Bull. Mineral.*, **110**, 345-358.

Bodinier, J.-L., Giraud, M., Fabriès, J., Dostal, J. & Dupuy, C. (1987b) - Petrogenesis of layered pyroxenites from the Lherz, Freychinède and Prades ultramafic bodies (Ariège, French Pyrenees). *Geochim. Cosmochim. Acta*, **51**, 279-290.

Bonatti, E., Brunelli, D., Buck, R. W., Cipriani, A., Fabretti, P., Ferrante, V., Gasperini, L. & Ligi, M. (2005) – Flexural uplift of a lithospheric slab near the Vema transform (Central Atlantic): timing and mechanisms. *Earth and Planetary Science Letters*, **240**, 642–655.

Bonatti, E., Ligi, M., Gasperini, L., Mazarovich, A., Raznitsin, Y. & Chen, Y.J. (1994) – Transform migration and vertical tectonics at the Romanche fracture zone, equatorial Atlantic. *Journal of Geophysical Research*, **99**, 21779–21802.

Boschi, C., Bonatti, E., Ligi, M., Brunelli, D., Cipriani, A., Dallai, L., D’Orazio, M., Früh-Green, G. L., Tonarini, S., Barnes, J. D. & Bedini, R. M. (2013) – Serpentinization of mantle peridotites along an uplifted lithospheric section, Mid Atlantic Ridge at 11° N. *Lithos*, **178** 3-23.

Boschi, C., Früh-Green, G. L., Delacour, A., Karson, J. A. & Kelley, D. S. (2006) – Mass transfer and fluid flow during detachment faulting and development of an oceanic core complex, Atlantis Massif (MAR 30°N). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **7**, Q01004. <http://dx.doi.org/10.1029/2005GC001074>

Boudier, F. (1971) – Minéraux serpentineux extraits de péridotites serpentinisées des Alpes Occidentales. *Contr. Mineral. Petrology*, **33**, 331-345.

Bridges, J. C. (1992) – *Platinum-group elements in the ultrabasic rocks of the Bragança massif, northern Portugal*. Ph.D thesis, The Open University, Milton Keynes, 256 pp.

Bridges, J. C., Prichard, H. M. & Meireles, C. A. (1995) - Podiform chromitite-bearing ultrabasic rocks from the Bragança Massif, northern Portugal: fragments of island arc mantle?. *Geol. Mag.*, **132**(1), 39–49.

Bridges, J. C., Prichard, H. M., Neary, C. R. & Meireles, C. A. (1993) - Platinum-group element mineralization in chromite-rich rocks of Bragança massif, northern Portugal. *Trans. Instn Min. Metall. (Sect. B: Appl. earth sci.)*, **102**, B103–B113.

Brown, G. E. & Musett, A.E. (1993) – *The Inaccessible Earth: An integrated view to its structure and composition*. Chapman & Hall, Kluwer.

Cabral, J. (1989) – An example of intraplate neotectonic activity, Vilariça basin, Northeast

Portugal. *Tectonics*, **8**, nº 2, 285-303.

Cabral, J. (1995) – Neotectónica em Portugal Continental. *Memórias do Instituto Geológico e Mineiro*, **31**, 265 pp.

Cann, J. R., Blackman, D. K., Smith, D. K., McAllister, E., Janssen, B., Mello, S., Avgerinos, E., Pascoe, A. R. & Escartín, J. (1997) – Corrugated slip surfaces formed at North Atlantic ridge transform intersections. *Nature*, **385**, 329–332.

Cannat, M., Fontaine, F. & Escartin, J. (2010) – Serpentinization and associated hydrogen and methane fluxes at slow spreading ridges. In: Rona, P.A., Devey, C.W., Dymant, J., Murton, B.J. (Eds.). *Diversity of hydrothermal systems on slow spreading ocean ridges*. American Geophysical Union, Washington, 241–264.

Cannat, M., Mendel, V., Ruellan, E., Okino, K., Escartin, J., Combier, V. & Baala, M. (2006) – Modes of seafloor generation at a melt-poor ultraslow-spreading ridge. *Geology*, **34**, 605–608. <http://dx.doi.org/10.1130/G22486.1>.

Cannat, M., Mevel, C., Maia, M., Deplus, M., Durand, C., Gente, P., Adrinier, P., Belarouchi, A., Dubuisson, G., Humler, E. & Reynolds, J. (1995a) – Thin crust, ultramafic exposures, and rugged faulting pattern at the Mid-Atlantic Ridge (22°–24°N). *Geology* **23**(1), 49–52.

Casas-Sainz, A.M. & de Vicente, G. (2002) - On the tectonic origin of Iberian topography. *Tectonophysics*, **474**(1-2), 214-235. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.01.030>

Chamberlain, J. A., McLeod, C. R., Traill, R. J. & Lachance, G. R. (1965) – Native metals in the Muskox Intrusion. *Can. J. Earth Sci.* **2**, 188-215.

Charlou, J. L., Donval, J. P., Fouquet, Y., Jean-Baptiste, P. & Holm, N. (2002) – Geochemistry of high H₂ and CH₄ vent fluids issuing from ultramafic rocks at the Rainbow hydrothermal field (36°14'N, MAR). *Chemical Geology*, **191**, 345–359.

Cloetingh, S., Gallart, J., de Vicente, G. & Matenco, L. (2011) - TOPO-EUROPE: From Iberia to the Carpathians and analogues. *Tectonophysics*, **502**, 1–27. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2010.11.008>

Coats, C. J. A. (1968) – Serpentine minerals from Manitoba. *Can. Mineral.*, **9**, 321-347.

Coney, P., Jones, D.L., & Monger, J.W.H. (1980) – Cordilleran Suspect Terranes. *Nature*, **288**, 329-333.

Conway-Jones, B. W., Roberts, G. G., Fichtner, A., & Hoggard, M. (2019) - Neogene epirogeny of Iberia. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **20**, 1138–1163. <https://doi.org/10.1029/2018GC007899>

Cressey, B. A. & Zussman, J. (1976) – Electron microscope studies of serpentinite. *Can. Mineral*, **14**, 307-313.

Dallmeyer, R. D., Martínez Catalán, J. R., Arenas, R., Gil Ibarguchi, J. I., Gutiérrez Alonso, G., Farias, P., Aller, J. & Bastida, F. (1997) - Diachronous Variscan tectonothermal activity in the NW Iberian Massif: Evidence from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of regional fabrics. *Tectonophysics*, **277**, 307–337. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(97\)00035-8](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(97)00035-8)

Dallmeyer, R. D., Ribeiro, A. & Marques, F. (1991) - Polyphase Variscan emplacement of exotic terranes (Morais and Bragança Massifs) onto Iberian successions: Evidence from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral ages. *Lithos*, **27**, 133–144. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(91\)90025-G](https://doi.org/10.1016/0024-4937(91)90025-G)

De Vicente, G., Cloetingh, S., Van Wees, J. D. & Cunha, P. P. (2011) – Tectonic classification of Cenozoic Iberian foreland basins. *Tectonophysics*, **502**(1-2), 38-61. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.02.007>

Dedavide, B. A., Gomes, C. I. & Machado, G. (2007) – Microscopia eletrônica de varredura: aplicações e preparação de amostras: materiais poliméricos, metálicos e semicondutores. *Edição do Centro de Microscopia Eletrônica e Microanálise (CEMM) do IDÉIAPUCRS – Instituto de Pesquisa e Desenvolvimento*, 60pp. (<http://www.pucrs.br/edipucrs/online/microscopia.pdf>, 02/07/2019)

Deer, W. A., Howie, R. A. & Zussman, J. (1962) – Rock-Forming Minerals 3. Longmans, London.

Delgado, J. F. N. (1905) – Contribuição para o estudo dos terrenos paleozóicos. I Precâmbrico e Archaico, II Câmbrio. *Com. Serv. Geol. Port.*, Lisboa, **6**, 56-122.

Delgado, J. F. N. & Choffat, P. (1989) - *Carta Geológica de Portugal à escala 1:500.000*, Serv. Geol. Portugal.

Deschamps, F., Guillot, S., Godard, M., Chauvel, C., Andreani, M. & Hattori, K. (2010) – In situ characterization of serpentinites from forearc mantle wedges: timing of serpentinization and behavior of fluid-mobile elements in subduction zones. *Chemical Geology*, **69**, 262–277.

Dick, H.J.B., Lin, J. & Schouten, H. (2003) - An ultraslow-spreading class of ocean ridge. *Nature*, **426**, 405–412.

Dick, H. J. B., Tivey, M. A. & Tucholke, B. E. (2008) – Plutonic foundation of a slow-spreading ridge segment: oceanic core complex at Kane Megamullion, 23_300N, 45_200W. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **9**, Q05014. <http://dx.doi.org/10.1029/2007GC001645>.

Douville, E., Charlou, J. L., Oelkers, E. H., Bienvenu, P., Jove Colon, C. F., Donval, J. P., Fouquet, Y., Prieour, D. & Appriou, P. (2002) – The Rainbow vent fluids(36°14'N,MAR): the influence of ultramafic rocks and phase separation on trace metal content in Mid-Atlantic Ridge hydrothermal fluids. *Chemical Geology*, **184**, 37–48.

Eckstrand, O. R. (1975) – The Dumont serpentinite: a model for control of nickeliferous opaque mineral assemblages by alteration reactions in ultramafic rocks. *Econ. Geol.*, **70**, 183-201.

Evans, B. W. (2004) - The Serpentine Multisystem Revisited: Chrysotile Is Metastable. *International Geology Review*, **46**(6), 479–506. <https://doi.org/10.1080/00206814.2010.494384>.

Evans, B. W. & Trommsdorff, V. (1970) – Regional metamorphism of ultramafic rocks in the central Alps: Paragenesis in the system CaO-MgO-SiO₂-H₂O. *Schweiz. Mineral. Petrog. Mitt.*, **50**, 481-492.

Evans, B. W. & Trommsdorff, V. (1972) – Einfluss des Eisens auf die Hydratisierung von Duniten. *Schweiz. Mineral. Petrog. Mitt.*, **62**, 251-256.

Fabriès, J., Lorand, J.-P., Bodinier, J.-L. & Dupuy, C. (1991) - Evolution of the upper mantle beneath the Pyrenees: evidence from orogenic spinel lherzolite massifs. *J. Petrol.*, Special Lherzolites Issue, 55-76.

Farias, P., Gallastegui, G., González Lodeiro, M., Marquínez, J., Martín Parra, L. M., Martínez Catalán, J. R., Pablo Maciá, J.G. & Rodríguez Fernández, L. R. (1987) - Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía a y estructura de Galicia Central.

Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciências Univ. Porto, **1**, 411–431.

Fernández-Suárez, J., Dunning, G. R., Jenner, G. A. & Gutiérrez-Alonso, G. (2000) - Variscan collisional magmatism and deformation in NW Iberia: constraints from U–Pb geochronology of granitoids. *Journal of the Geological Society*, **157**, 565–576. <https://doi.org/10.1144/jgs.157.3.565>

Ferreira, M. P. (1964) - Geologia e petrologia da Região de Rebordelo – Vinhais, *Mem. e Notícias Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra*, **58**, 282 pp.

Ferreira, M. P., Ferreira, J. T. & Veiga, N. A. (1988) – Alguns dados geocronológicos sobre o Maciço de Bragança (resumo). *X Reunião sobre a Geologia do Oeste Peninsular*, Bragança.

Ferreira, M. R. P. (1966) - Sobre um piroxenito com hercinite, granada e corindo de Nunes (Vinhais-NE de Portugal). *Memórias e Notícias Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra*, **61**, 1-17.

Figueiredo, M. J. P. P. (1998) – *Estudo da mobilidade hidrotermal do Cr e elementos do grupo da platina no Maciço de Bragança*. Tese de Mestrado (n. publ.), Universidade de Lisboa, 166 pp.

Francis, G. H. (1956) – The serpentine mass in Glen Urquhart, Inverness-shire, Scotland. *Amer. J. Sci.*, **254**, 201- 226.

Frey, F.A., Shimizu, N., Leinbach, A., Obata, M. & Takazawa, E. (1991) – Compositional variations within the lower layered zone of the Horoman peridotite, Hokkaido, Japan: constraints on models for melt-solid segregation. *J. Petrol.*, Special Lherzolites Issue, 211-227.

Frost, B. R. & Beard, J. S. (2007) - On silica activity and serpentinization. *Journal of Petrology*, **48**(7), 1351–1368. <https://doi.org/10.1093/petrology/egm021>

Früh-Green, G. L., Plas, A. & Lécuyer, C. (1996) – Petrologic and stable isotope constraints on hydrothermal alteration and serpentinization of the EPR shallow mantle at Hess Deep (Site 895). Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 147. Ocean Drilling Program, College Station TX, 255–291.

Galve, J. P., Pérez-Peña, J. V., Azañón, J. M., Pereira, D. M. I., Cunha, P. P., Pereira, P., Ortuño, M., Vialplana-Muzas, M., Gracia Prieto, F. J., Remondo, J., Jabaloy, A.,

Bardají, T., Silva, P. G., Lario, J., Zazo, C., Goy, J. L., Dabrio, C. J. & Cabero, A. (2020) - Chapter 5 - Active Landscapes of Iberia, pp. 77-124, *In*: C. Quesada and J. T. Oliveira (eds). The Geology of Iberia: A Geodynamic Approach. Springer Nature Switzerland AG, Regional Geology Reviews, Vol. 5 – Active Processes: Seismicity, Active Faulting and Relief (eBook ISBN 978-3-030-10931-8; Print ISBN 978-3-030-10930-1; DOI 10.1007/978-3-030-10931-8_5; Hardcover ISBN 978-3-030-10930-1; 126 p.), https://doi.org/10.1007/978-3-030-10931-8_5, first online: 03 May 2019.

Gil Ibarguchi, J. I. Abalos, B., Azcarraga, J. & Puelles, P. (1999) – Deformation, high-pressure metamorphism and exhumation of ultramafic rocks in a deep subduction / collision setting (Cabo Ortegal, NW Spain). *Journal of Metamorphic Geology*, **17**, 747-764.

Gil Ibarguchi, J. I., Mendia, M., Girardeau, J. & Pecaut, J. J. (1990) - Petrology of eclogites and clinopyroxene-garnet metabasites from Cabo Ortegal Complex (Northwestern Spain). *Lithos*, **25**, 133 – 162.

Girardeau, J. & Gil Ibarguchi, J. I. (1991) - Pyroxenite-Rich Peridotites of the Cabo Ortegal Complex (Northwestern Spain): Evidence for Large-Scale Upper-Mantle Heterogeneity. *Journal of Petrology*, **Special Volume** (2), 135–154. <https://doi.org/10.1093/petrology/Special>

Girardeau, J., Gil Ibarguchi, J. I. & Jamaa, N. B. (1989) - Evidence for a heterogeneous upper mantle in the Cabo Ortegal Complex, Spain. *Science*, **245** (4923), 1231–1233. <https://doi.org/10.1126/science.245.4923.1231>

Girardeau, J., Gil Ibarguchi, J. I. & Jamaa, N. B. (1990) - Les péridotites et pyroxénites du complexe catazonal du Cabo Ortegal. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, **15**, 227-256.

González Clavijo, E. J. (1997) – *La geología del sinforme de Alcañices, Oeste de Zamora*. Tesis Doctoral, Univ. Salamanca, Dep. Geología, 330 pp.

González Clavijo, E. J. (2006) – *La geología del sinforme de Alcañices, Oeste de Zamora*. Série Nova Terra, Coruña, **31**, 238pp.

Green, D. H. (1961) – Ultramafic breccias from the Musa Valley, eastern Papua. *Geol. Mag.*, **98**, 1-26.

Haidinger, W. (1845) – *Naturwissenschaftliche Abhandlungen*. 1-4. Wien.

Hattori, K. H. & Guillot, S. (2003) – Volcanic fronts form as a consequence of serpentinite de-hydration in the forearc mantle wedge. *Geology*, **31**, 525–528.

Heath & Taylor, Eds. (2015) – Energy Dispersive Spectroscopy. Microscopy and Analysis, Essential Knowledge Briefings, Second Edition, 2015, 30 pp.. John Wiley & Sons Ltd., The Atrium, Southern Gate, Chichester, West Sussex.

Hekinian, R., Francheteau, J., Armijo, R., Cogne, J. P., Constantin, M., Girardeau, J., Hey, R., Naar, D. F. & Searle, R. (1996) – Petrology of the Easter microplate region in the South Pacific. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **72**, 259–289.

Hochstetter, R. (1965) – *Zur Kenntnis der Serpentinmineralien*. Ph.D. thesis, Univ. des Saarlandes.

Iglésias, M. P. L., Ribeiro, M. L. & Ribeiro, A. (1983) - La interpretacion aloctonista de la estructura del Noroeste Peninsular. In: Comba, J. A. (Coord.), *Geologia de España. Libro Jubilar J.M. Rios*, Geologia de España, Tomo I, Inst. Geol. Y Minero España, Madrid, 459-467.

Ínsua, G., Bobos, I. & Meireles, C. (2018) – Caracterização petrográfica dos processos de alteração das rochas duníticas da região de Alimonde, Bragança (resumo). *VIII Congresso Jovens Investigadores em Geociências, LEG 2018*, Estremoz, Portugal, 41-44.

Irving, A. J. (1980) – Petrology and geochemistry of composite ultramafic xenoliths in alkalic basalts and implications for magmatic processes within the mantle. *Am. J. Sci.*, **280**, 389-426.

Jedwab, J., Neiva, J. M. C. & Neiva, A. M. R. (1989) – Platinum group minerals of ultrabasic rocks from Abessedo, Carrazedo and Valongo (Bragança–Vinhais, Northern Portugal. *Memórias e Notícias, Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol., Univ. Coimbra*, nº 107, 65-71.

Julivert, M., Fonteboté, J., Ribeiro, A. & Conde, L. (1972) - Mapa Tectónico de la Península Ibérica Y Baleares, 1:1 000 000. *Instituto Geológico y Minero de España*.

Julivert, M., Fontboté, J. M., Ribeiro, A. & Conde, L. (1974) - Memória Explicativa del Mapa Tectónico de la Peninsula Iberica y Baleares. *Inst. Geol. Min. España*. 113 pp.

Julivert, M. & Martínez, F.J. (1983) – Estrutura de conjunto y visión global de la Cordillera

Herciniana. In: Comba, J.A (Coord.), *Geologia de España. Libro Jubilar de J. M. Rios*. Tomo I, Inst. Geol. y Minero España, Madrid, 612-630.

Katayama, I., Kurosaki, I. & Hirauchi, K.-i. (2010) - Low silica activity for hydrogen generation during serpentinization: An example of natural serpentinites in the Mineoka ophiolite complex, central Japan. *Earth and Planetary Science Letters*, **298**(1–2), 199–204. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.07.045>

Kerrick, D. M. & Connolly, J. A. D. (1998) – Subduction of ophicarbonates and recycling of CO₂ and H₂O. *Geology*, **26**, 375–378.

Klinkhammer, B. F. (1962) – *Ultrabasite des Ostbayrischen Grenzgebirges*. Ph.D. thesis, Univ. des Saarlandes.

Krstanovic, I. & Pavlovic, S. (1964) – X-ray study of chrysotile. *Amer. Mineral.*, **49**, 1769-1771.

Lafay, R., Montes-Hernandez, G., Janots, E., Chiriac, R., Findling, N. & Toche, F. (2014) - Simultaneous precipitation of magnesite and lizardite from hydrothermal alteration of olivine under high-carbonate alkalinity. *Chemical Geology*, **368**, 63–75. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2014.01.008>

Lewis, I. R. & Edwards, H. (2001) – *Handbook of Raman Spectroscopy: From the Research Laboratory to the Process Line*. 1st Edition, 1072 pp. Marcel Dekker Inc.

Lotze, F. (1945) – Zur gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotkt. Forsch.*, nº 6, 78-92.

Lunar, R., Capote, R., Izquierdo, B. G., Monterrubio, S., Moreno, T., Gibbons, W., Prichard, H., Gil Ibarguchi, J. I., Ábalos, B., Puellas, P., Santos Zaldegui, J. F., Meireles, C., Pereira, E., Castro, P. G., Ribeiro, A., Santos, J. F. & Munhá, J. M. U. (2004) – Cr-PGE mineralization, petrology and tectonics of the allochthonous complexes of NW Spain and Portugal. In: *32nd Int. Geol. Congress, Field Trip Guide Book – B04*. Leader: Lunar, R.. Associate leaders: Gil Ibarguchi, J. I., Moreno, T. & Meireles, C. 48 pp.

Marques, F. (1994) – *Estudo estrutural das rochas infracrustais do manto de soco do SW do Maciço de Bragança (Trás-os-Montes)*. Tese de Doutoramento, Depart. Geol. Univ. Lisboa, 196 pp.

Marques, F., Munhá, J., Ribeiro, A., Rogers, G. & Santos, J. (1995) – Lower Palaeozoic

metamorphism during extension of Precambrian continental crust in the Bragança CAT: new Nd isotopic data. *Terra Nova*, **7**, abstr. suppl. 1, p. 106.

Marques, F. G. (1989) - *Estudo estrutural das rochas catazonais do sinforma de V. Boa de Ousilhão (Bragança, Trás-os-Montes, NE Portugal)*. Tese equivalente de Mestrado, Faculdade de Ciências, Universidade de Lisboa, 195 pp.

Marques, F. G., Ribeiro, A. & Pereira, E. (1991-1992) - Tectonic evolution of the deep crust: Variscan reactivation by extension and thrusting of Precambrian basement in the Bragança and Morais massifs (Tras-os-Montes, NE Portugal). *Geodinamica Acta* (Paris), **5**(1–2), 135–151. <https://doi.org/10.1080/09853111.1992.11105224>

Marques, F. O., Ribeiro, A. & Munhá, J. M. (1996) - Geodynamic evolution of the Continental Allochthonous Terrane (CAT) of the Bragança Nappe Complex, NE Portugal. *Tectonics*, **15**(4), 747–762.

Martínez Catalán, J. R., Arenas, R., Abati, J., Sánchez Martínez, S., Díaz García, F., Fernández Suárez, J. González Cuadra, P., Castiñeiras, P., Gómez Barreiro, J., Díez Montes, A., González Clavijo, E., Rubio Pascual, J., Andonaegui, P., Jeffries, T. E., Alcock, J. E., Díez Fernández, R. & López Carmona, A. (2009) - A rootless suture and the loss of the roots of a mountain chain: The Variscan belt of NW Iberia. *Comptes Rendus Geoscience*, **341**(2–3), 114–126. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2008.11.004>

Martínez Catalán, J. R., Arenas, R., Díaz García, F., González Cuadra, P., Gómez Barreiro, J., Abati, J., Castiñeiras, P., Fernández-Suárez, J., Sánchez Martinez, S., Andonaegui, P., González Clavijo, E., Díez Montes, A., Rubio Pascual, F.J. & Valle Aguado, B. (2007) - Space and time in the tectonic evolution of the northwestern Iberian Massif: Implications for the Variscan Belt. In: Hatcher, R.D., Jr., Carlson, M.P., McBride, J.H. & Martínez Catalán, J.R. (Eds.). *4-D framework of continental crust*: Geological Society of America Memoir, 200, 403–423. [https://doi.org/10.1130/2007.1200\(21\)](https://doi.org/10.1130/2007.1200(21))

Martínez Catalán, J. R., Rubio Pascual, F. J., Díez Montes, A., Díez Fernández, R., Gómez Barreiro, J., Dias Da Silva, Í. González Clavijo, E., Ayarza & P. Alcock, J. E. (2014) - The late Variscan HT/LP metamorphic event in NW and Central Iberia: relationships to crustal thickening, extension, orocline development and crustal evolution. *Geological Society, London, Special Publications*, **405**(1), 225–247. <https://doi.org/10.1144/sp405.1>

Martín-González, F., Antón, L., Insua, J. M., De Vicente, G., Martínez-Díaz, J. J. , Muñoz-

Martín, A., Heredia, N. & Olaiz, A. (2012) - Seismicity and potentially active faults in the Northwest and Central-West Iberian Peninsula. *Journal of Iberian Geology*, **38**(1), 53–69.

Martín-González, F., Barbero, L., Capote, R., Heredia, N. & Gallastegui, G. (2011) - Interaction of two successive Alpine deformation fronts: Constraints from low-temperature thermochronology and structural mapping (NW Iberian Peninsula). *International Journal of Earth Sciences*, **101**, 1331–1342. <https://doi.org/10.1007/s00531-011-0712-9>

Martin-Serrano, A. (1988) - *El relieve de la región occidental zamorana. La evolución geomorfológica de un borde del macizo Hespérico*. Instituto de Estudios Zamoranos “Florian de Ocampo”, Zamora, 311 pp.

Mateus, A. & Figueiras, J. (1999a) – Chemical composition of Cr-spinels in deformed and metamorphosed ultramafic/mafic complexes from Portugal; can it be used as an ore-guide for Ni-Cu sulphide mineralisations?. *II Congresso Ibérico de Geoquímica/ XI Semana de Geoquímica*, Lisboa, Portugal, 255-258.

Mateus A. & Figueiras J. (1999b) - Chondrite-normalised PGE patterns of deformed and metamorphosed peridotites from Portugal. *II Congresso Ibérico de Geoquímica/ IX Semana de Geoquímica*, Lisboa (Portugal), 269-272.

Mateus, A., Munhá, J., Ribeiro, A., Tassinari, C. C. G., Sato, K., Pereira, E. & Santos, J. F. (2016) - U-Pb SHRIMP zircon dating of high-grade rocks from the Upper Allochthonous Terrane of Bragança and Morais Massifs (NE Portugal); geodynamic consequences. *Tectonophysics*, **675**, 23–49. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.02.048>

Matte, P. (1968) – La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne). *Extrait Trav. Lab. Fac. Sc. Grenoble*, **44**, 157–280.

Matte, P. & Ribeiro, A. (1967) – Les rapports tectoniques entre le Précambrien ancien et le Paléozoïque dans le Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique: grandes nappes ou extrusions? *C. R. Acad. Sc. Paris*, **264**, 2268-2271.

Matte, P. H. (2001) – The variscan collage and orogeny (480-290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate: a review. *Terra Nova*, **13**(2), 122-128.

McCaig, A. M., Cliff, R. A., Escartin, J., Fallick, A. E. & MacLeod, C. J. (2007) - Oceanic detachment faults focus very large volumes of black smoker fluids. *Geology*, **35**, 935–938.

McCaig, A. M., Delacour, A., Fallick, A. E., Castelain, T. & Früh-Green, G. L. (2010) – Detachment fault control on hydrothermal circulation systems: interpreting the subsurface beneath the TAG hydrothermal field using the isotopic and geological evolution of oceanic core complexes in the Atlantic. *In*: Rona, P. A., Devey, C. W., Dymant, J. & Murton, B. J. (Eds.). *Diversity of hydrothermal systems on slow spreading ocean ridges. Geophysical Monograph*, **188**. American Geophysical Union, Washington DC, 207–239. <http://dx.doi.org/10.1029/2008GM000729>.

McCaig, A. & Harris, M. (2012) – Hydrothermal circulation and the dike-gabbro transition in the detachment mode of slow seafloor spreading. *Geology*, **40**(4), 367–370. <http://dx.doi.org/10.1130/G32789.1> (April 20).

McDonough, W. F. & Frey, F.A. (1989) - Rare earth elements in upper mantle rocks. *Reviews in Mineralogy*, **21**, 99-145.

Meireles, C. (2000a) - *Carta Geológica de Portugal na Escala 1/50.000 e notícia explicativa da Folha 3-D (Espinhosela)*. Instituto Geológico e Mineiro, Lisboa, 28 pp.

Meireles, C. (2000b) – *Carta Geológica de Portugal na Escala 1/50.000 e notícia explicativa da Folha 4-C (Deilão)*, 2ª Ed., Instituto Geológico e Mineiro, Lisboa, 28 pp.

Meireles, C. (2012) - *Carta Geológica de Portugal na Escala 1/50.000 – Folha 8-A (S. Martinho de Angueira)*. LNEG, Lisboa.

Meireles, C. A. P. (2013) - *Litogeoquímica do Paleozóico do Setor Nordeste de Bragança (Trás-os-Montes)*. Serie Nova Terra, **42**. Instituto Universitário de Geologia "Isidro Parga Pondal", Univ. Coruña, 471 pp (1 Mapa Geol. + 4 Anexos).

Meireles, C.A.P., Marques, E., Pereira, A.P., Santos, R., Filipe, A. & Oliveira, D. (2018) - *Notícia explicativa da Folha 8-A. S. Martinho de Angueira*. LNEG, Lisboa, 50 pp.

Menzies, M. & Dupuy, C. (1991) - Orogenic massifs: protolith, processes and provenance. *J. Petrol.*, Special Lherzolites Issue, 1-16.

Michael, P.J., Langmuir, C. H., Dick, H. J. B., Snow, J. E., Goldstein, S. L., Graham, D. W., Lehnert, K., Kurras, G., Jokat, W., Mühe, R. & Edmonds, H. N. (2003) – Magmatic

and amagmatic seafloor generation at the ultraslow-spreading Gakkel ridge, Arctic Ocean. *Nature*, **423**, 956–961.

Middleton, A. P. & Whittaker, E. J. W. (1976) – The structure of Povlen-type chrysotile. *Canadian Mineralogist*, **14**, 301-306.

Miranda, D. (2015) - *Complexo alóctone superior de Bragança, região de Tojal dos Pereiros*. Rel. Estágio Lic. Geologia, ano letivo 2014/2015. Departamento de Geociências, Ambiente e Ordenamento do Território, Fac. Ciências Univ. Porto, 16 pp.

Moreno, T., Gibbonss, W., Prichard, H. M. & Lunar, R. (2001) - Platiniferous chromitite and the tectonic setting of ultramafic rocks in Cabo Ortegal, NW Spain. *Journal of the Geological Society, London*, **158**(4), 601–614. <https://doi.org/10.1144/jgs.158.4.601>

Moreno, T., Prichard, H. M., Lunar, R., Monterrubio, S. & Fisher, P. (1999) – Formation of a secondary platinum-group mineral assemblage in chromitites from the Herbeira ultramafic massif in Cabo Ortegal, NW Spain. *European Journal of Mineralogy*, **11**, 363-378.

Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A. K., Ginzburg, I. V., Ross, M., Seifert, F. A., Zussman, J., Aoki, K. & Gottardi, G. (1988) – Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist*, **73**, 1123-1133.

Munhá, J. (1986) – A new thermodynamix calibration of the garnet-clinopyroxene geobarometer (resumo). II Congresso Nacional de Geologia. *Maleo* 2, nº13, p. 31.

Munhá, J. M. & Marques, F. G. (1987) – A model for the lower continental crust (Morais and Bragança Massifs, NE Portugal): II. Petrology (resumo). *Terra Cognita* 7, 2/3, p. 61.

Munhá, J. M. & Marques, F. G. (1988) - Evolução metamórfica das rochas granulíticas no Maciço de Bragança (NE de Portugal) (resumo). *X Reun. Geol. Oeste Peninsular*, Bragança.

Munhá, J. M. & Ribeiro, A. (1986) – Metamorphic evolution of kyanite-eclogites and related high-grade rocks of the Bragança Massif (Trás-os-Montes, NE Portugal). *Maleo*, **2**(13), p. 31.

Neiva, J. M. C. (1945) – Possibilidade de ocorrência de platina no distrito de Bragança. *Estudos, Notas e Trabalhos do Serviço de Fomento Mineiro*, **1**(Fasc. 1 e 2), 6-12.

Neiva, J. M. C. (1946) – Cromite, platina, silicatos niquelíferos e silicatos cobaltíferos em rochas do distrito de Bragança (Portugal). *Estudos, Notas e Trabalhos do Serviço de Fomento Mineiro*, **2**(Fasc. 1), 1-21.

Neiva, J. M. C. (1947a) – Deux nouvelles roches de la famille des peridotites. *Estudos, Notas e Trabalhos do Serviço de Fomento Mineiro*, **3**(Fasc. 3), 105-117

Neiva, J. M. C. (1947b) – Geologia e génese dos jazigos portugueses de cromite. *Estudos, Notas e Trabalhos do Serviço de Fomento Mineiro*, **3**(Fasc. 1 e 2), 1-18.

Neiva, J. M. C. (1947c) – Nouvelles roches éruptives de la famille des pyroxénolites. *Estudos, Notas e Trabalhos do Serviço de Fomento Mineiro*, **3**(Fasc. 3), 118-129.

Neiva, J. M. C. (1947d) – Platina no distrito de Bragança. *Estudos, Notas e Trabalhos do Serviço de Fomento Mineiro*, **3**(Fasc. 1 e 2), 19-25.

Neiva, J. M. C. (1948a) - Rochas e minérios da região de Bragança–Vinhais. *Rel. Serv. Fom. Min.*, **14**, 251 pp.

Neiva, J. M. C. (1948b) – Serpentes et serpentisation. *Estudos, Notas e Trabalhos do Serviço de Fomento Mineiro*, **4**(Fasc. 1), 14-30.

Nickel, E. H. (1959) – The occurrence of native nickel-iron in the serpentine rock of the Eastern Townships of Quebec Province. *Can. Mineral.*, **6**, 307-319.

Nicolas, A. (1986) – A melt extraction model based on structural studies in mantle peridotites. *J. Petrol.*, **127**, 999-1022.

O'Hara, M. J. (1967) – Mineral facies in ultrabasic rocks. In: P. J. Wyllie (Ed.). *Ultramafic and Related Rocks*, John Wiley & Sons, N.Y., 7-18.

Okamoto, A., Ogasawara, Y., Ogawa, Y. & Tsuchiya, N. (2011) - Progress of hydration reactions in olivine-H₂O and orthopyroxene-H₂O systems at 250°C and vapor-saturated pressure. *Chemical Geology*, **289**(3–4), 245–255.
<https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2011.08.007>

Oliveira, D.P.S., Santana, H.M.C.V., Meireles, C.A. & Guimarães, F. (2009) - The Bragança Podiform Chromite Field in NE Portugal. *Proceedings of the Tenth Biennial SGA Meeting*, Townsville, 158-160.

Oufi, O., Cannat, M. & Horen, H. (2002) - Magnetic properties of variably serpentinized abyssal peridotite. *J. Geophys. Res.*, **107**. doi:10.1029/2001JB000549.

Padrón-Navarta, J. A., Hermann, J., Garrido, C. J., López-Sánchez-Vizcaíno, V. L. & Gómez-Pugnaire, M. T. (2010) – An experimental investigation of antigorite dehydration in natural silica-enriched serpentinite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **159**, 25–42. <http://dx.doi.org/10.1007/s00410-009-0414-5>

Paulick, H., Bach, W., Godard, M., De Hoog, J.C.M., Suhr, G. & Harvey, J. (2006) – Geochemistry of abyssal peridotites (Mid-Atlantic Ridge, 15°20'N, ODP Leg209): implications for fluid/rock interaction in slow spreading environments. *Chemical Geology*, **234**, 179–210.

Peacock, S. M. (2001) – Are the lower planes of double seismic zones caused by serpentine dehydration in subducting oceanic mantle? *Geology*, **29**, 299–302.

Pearce, J. A., Lippard, S. J. & Roberts, S. (1984) - Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites. *In: Kokelaar, B. P. & Howells, M. F. (Eds.). Marginal basin geology*. Oxford, Blackwell. 77-94.

Pereira, D. (2010) - Características e Evolução do Relevo e da Drenagem no Norte de Portugal. “*Ciências Geológicas – Ensino e Investigação e sua História*”, Associação Portuguesa de Geólogos e Sociedade Geológica de Portugal, **1**, Capítulo V, 491-500.

Pereira, D. I. (1997) – *Sedimentologia e Estratigrafia do Cenozóico de Trás-os-Montes oriental (NE Portugal)*. Tese de Doutoramento, Universidade do Minho, 341 pp.

Pereira D. I., Pereira P., Brilha J. & Cunha, P. P. (2015) - The Iberian Massif Landscape and Fluvial Network in Portugal: a geoheritage inventory based on the scientific value. *Proceedings of the Geologists' Association*, **126**, 252–265.

Pereira, E.S., Coord. (2000) – Carta Geológica de Portugal à escala 1:200.000, Folha 2, *Inst. Geol. Mineiro*. Lisboa.

Pereira, E.S., Coord. (2006) – Notícia Explicativa da Carta Geológica de Portugal à escala 1:200.000, Folha 2, *Inst. Nac. Eng. Tec. Inov.*, Lisboa, 119 pp.

Pereira, G. I. (2017) – Caracterização da Geologia da região de Alimonde, Bragança. Estágio de Licenciatura em Geologia. Departamento de Geociências, Ambiente e Ordenamento do Território. FCUP., (n. publ), 45p.

Pereira, P., Pereira, D. I., Alves, M. I. C. & Meireles, C. (2003) - Geomorfologia do Parque Natural de Montesinho: controlo estrutural e superfícies de aplanamento. *Ciências da Terra (UNL)*, **Vol. Especial V**, Lisboa, C61-C64.

Peters, Tj. (1963) - Mineralogie und Petrographie des Totalp serpentins bei Davos. Schweiz. Mineral. Petrog. Mitt. **49**. 529-685.

Petersen, S., Kuhn, K., Kuhn, T., Augustin, N., Hékinian, R., Franz, L. & Borowski, C. (2009) – The geological setting of the ultramafic-hosted Logatchev hydrothermal field (14°45'N, Mid-Atlantic Ridge) and its influence on massive sulfide formation. *Lithos*, **112**,(1-2), 40-56. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2009.02.008>.

Peucat, J. J., Bernard-Griffiths, J., Gil Ibarguchi, J. I., Dallmeyer, R. D., Menot, R. P., Cornichet J., & Ponce de Léon, M. I. (1990) - Geochemical and geochronological cross section of the deep Variscan crust: The Cabo Ortegal high-pressure nappe (northwestern Spain). *Tectonophysics*, **177**(1–3), 263–292. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(90\)90285-G](https://doi.org/10.1016/0040-1951(90)90285-G)

Prichard, H. M., Ribeiro, A., Bridges, J., Marques, F., Barriga, F., Munhá, J., Pereira, E., Meireles, C. & Ribeiro, L. (1991) – Platinum-group element mineralization in two basic-ultrabasic complexes in Northern Portugal: a) the platinum-group elements: mineralogy and analyses; b) structural and lithological controls on mineralization. *Report for the EC Raw Materials Research Programme. Contract no. MAIM-0075-C*, 122 pp.

Quesada, C. (1989) – Late Proterozoic terranes within the basement of the Paleozoic Iberian Terrane. *In*: Conf. Tectonothermal Expression of Terrane Accretion within the Appalachian Orogen. *IGCP Project 233*, Athens, Georgia, USA, Extended Abstract, 89-92.

Quesada, C. (1990) – Ossa-Morena Zone: 1. Introduction. *In*: Dallmeyer, R.D. & Martinez-Garcia, E. (Eds). *PreMesozoic Geology of Iberia*, Springer Verlag, Heidelberg, 249-251.

Quesada, C. (1991) - Geological constraints on the Paleozoic tectonic evolution of tectonostratigraphic terranes in the Iberian Massif. *Tectonophysics*, **185**(3–4), 225–245.

[https://doi.org/10.1016/0040-1951\(91\)90446-Y](https://doi.org/10.1016/0040-1951(91)90446-Y)

Quesada, C. (1992) – Evolución Tectónica del Macizo Ibérico (Una Historia de crecimiento por acrecencia sucesiva de terrenos durante el Proterozoico superior y el Paleozoico). *In: Gutiérrez-Marco, J.C., Saavedra, J. & Rábano, I. (Eds.). Paleozoico Inferior de Ibero – América, Univ. Extremadura, 173-190.*

Quesada, C. (1996) – Evolución geodinámica de la Zona Ossa-Morena durante el ciclo cadomiense. *In: Araújo, A. & Pereira, M.F. (Eds.). Estudo sobre a Geologia da Zona de Ossa-Morena (Maciço Ibérico)*, livro de homenagem ao Prof. Francisco Gonçalves, Univ. Évora, 205-230.

Quesada, C. & Ribeiro, A. (1989) – Paleozoic terrane map of the Iberian Peninsula. *In: Keppie, J.D. & Dallmeyer, R.D. (Eds.). Tectonic map of the Pre-Mesozoic terranes in circum-Atlantic Phanerozoic Orogens*, IGCP Project nº233, Terranes in Circum-Atlantic Paleozoic Orogens.

Ramdohr, P. (1967) – A widespread mineral association, connected with serpentization. *Neues Jahrb. Mineral. Monatsh.*, **107**, 241-265.

Ramos, J. F., Moura, A. C. & Grande J. (1983) – Talco de Trás-os-Montes: suas características. *Boletim de Minas*, **19**, nº 3, 125-132.

Ramos, J. F., Moura, A. C., Grade, J. & Amarante, M. (1989) – Estudo químico-mineralógico e de beneficiação de talcos de Bragança – Vinhais (NE de Portugal). *Estudos, Notas e Trabalhos*, D.G.G.M., t.31, 29-77.

Ranero, C. R. & Sallares, V. (2004) – Geophysical evidence for hydration of the crust and mantle of the Nazca plate during bending at the north Chile trench. *Geology*, **32**, 549–552.

Reynard, B. (2013) - Serpentine in active subduction zones. *Lithos*, **178**, 171–185.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.10.012>

Ribeiro, A. (1974) – *Contribution à l'étude Tectonique de Trás-os-Montes oriental*. *Serv. Geol. Portugal*, Mem. nº24 (Nova série), Lisboa, 168 pp.

Ribeiro, A. (2006) - A Evolução Geodinâmica de Portugal. *In: Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P. & Kullberg, C. (Eds.), Geologia de Portugal no Contexto da Ibéria* (pp. 1–27). Univ. Évora, Évora, 1-27.

Ribeiro, A., Cramez, C. & Rebelo, J. (1964) – Sur la structure de Trás-os-Montes (Nord-Est du Portugal). *C. R. Ac. Sc. Paris*, **258**, 263-265.

Ribeiro, A., Marcos, A., Pereira, E., Llana-Fúnez, S., Farias, P., Fernández, F.J., Fonseca, P., Chaminé, H. I. & Rosas, F. (2003) – 3-D strain distribution in the Ibero-Armorican Arc: a review. *VI Cong. Nac. De Geologia*, Lisboa, Actas: D63-D64; Ciências da Terra (UNL), nº esp. V, CD-Rom, D63-D64.

Ribeiro, A., Medeiros, A. & Rebelo, J. (1966) - Estado atual dos conhecimentos sobre geologia de Trás-os-Montes oriental. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, **16**(1-2), 93-110.

Ribeiro, A., Munhá, J., Dias, R., Mateus, A., Pereira, E., Ribeiro, L., Fonseca, P., Araújo, A., Oliveira, T., Romão, J., Chaminé, H., Coke, C. & Pedro, J. (2007) - Geodynamic evolution of the SW Europe Variscides. *Tectonics*, **26**(6), 1–24. <https://doi.org/10.1029/2006TC002058>

Ribeiro, A. & Pereira, E., (1986) - Flake tectonics in the NW Iberia variscides (resumo). *Maleo* 2, nº 13, p. 38.

Ribeiro, A., Pereira E. & Dias, R. (1990a) - Structure of the Centro-Iberian Allochthon in the northwestern of the Iberian Peninsula. *In: Dallmeyer, R. D. & Martínez-Garcia, E. (Eds.). Pre-Mesozoic Geology of Ibeira*, Springer Verlag, Heidelberg, 220-236.

Ribeiro, A., Pereira, E., Ribeiro, M. L. & Castro, P. (2006) – Unidades Alóctones da região de Morais (Trás-os-Montes Oriental). *In: Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P. & Kullberg, C. (Eds.), Geologia de Portugal no Contexto da Ibéria* (pp. 1–27). Univ. Évora, Évora, 85-105.

Ribeiro, A., Quesada, C. & Dallmeyer, R. D. (1987) – Tectonostratigraphic terranes and the geodynamic evolution of the Iberian Variscan Fold Belt. *Conference on Deformation and Plate Tectonics*, Gijon (Spain), Abstracts, 60-61.

Ribeiro, A., Quesada, C. & Dallmeyer, R. D. (1990b) - Geodynamic evolution of the Iberian Massif. *In: Dallmeyer, R. D. & Martinez-Garcia, E. (Eds.). Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer Verlag, Heidelberg, 399-409.

Ries, A.C. & Schackleton, R.M. (1971) – Catazonal complexes of NW Spain and Portugal: remants of a Hercynian thrust plate. *Nature*, **234**, 65-68.

- Rinaudo, C. & Gastaldi, D. (2003) – Characterization of chrysotyle, antigorite and lizardite by FT-Raman Spectroscopy. *The Canadian Mineralogist*, **41**, 883-890.
- Riordon, P. H. (1955) – The genesis of asbestos in ultrabasic rocks. *Econ. Geol.*, **50**, 67-81.
- Rost, F. (1959) – Probleme ultrabasischer Gesteine und ihrer Lagerstätten. *Freiberger Forsch. C58*, 28-65.
- Rost, F. (1961) – Chlorit und Granat in ultrabasischen Gesteinen. *Fortschr. Mineral.*, **39**, 112-126.
- Rouméjon, S., Williams, M. J. & Früh-Green, G. L. (2018) - In-situ oxygen isotope analyses in serpentine minerals: Constraints on serpentinization during tectonic exhumation at slow- and ultraslow-spreading ridges. *Lithos*, **323**, 156–173. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.09.021>
- Sánchez Martínez, S., Jeffries, T., Arenas, R., Fernández-Suárez, J. & García-Sánchez, R. (2006) - A pre-Rodinian ophiolite involved in the Variscan suture of Galicia (Cabo Ortegal Complex, NW Spain). *Journal of the Geological Society*, **163**(5), 737–740. <https://doi.org/10.1144/0016-76492006-030>
- Santos, J. F. (1998) - *Geoquímica de Litologias Básicas e Ultrabásicas da Unidade Alóctone Superior do Maciço de Bragança*. Dissertação de Doutoramento, não publ., 2 vol., Univ. Aveiro, 402 pp.
- Santos J. F., Marques F. O., Munhá J. M., Ribeiro A. & Tassinari C. (1997) – First dating of a Precambrian (1.0 to 1.1 Ga) HP/HT metamorphic event in the uppermost allochthonous unit of the Bragança Massif (Iberian Variscan Chain, Northern Portugal). *Terra Nova*, **9**, Abst. Suppl. 1, p. 497.
- Santos, J. F., Schärer, U., Gil Ibarguchi, J. I. & Girardeau, J. (2002) - Genesis of pyroxenite-rich peridotite at Cabo Ortegal (NW Spain): Geochemical and Pb-Sr-Nd isotope data. *Journal of Petrology*, **43**(1), 17–43. <https://doi.org/10.1093/petrology/43.1.17>
- Santos Zalduegui, J. F., Schärer, U., Gil Ibarguchi, J. I. & Girardeau, J. (1996) - Origin and evolution of the Paleozoic Cabo Ortegal isotope data. *Chemical Geology*, **129**, 281–304.

Savov, I. P., Ryan, J. G., D'Antonio, M., Kelley, K. & Mattie, P. (2005) – Geochemistry of serpentinized peridotites from the Mariana Forearc Conical Seamount, ODP Leg125: implications for the elemental recycling at subduction zones. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **6**(4), Q04J15.<http://dx.doi.org/10.1029/2004GC000777>.

Schäfer, H.-J., Gebauer, D., Gil Ibarguchi, J. I. & Peucat, J. J. (1993) – Ion microprobe U-Pb circón dating on the HP/HT Cabo Ortegal Complex (Galicia, NW Spain). *Terra Abstracts*, supplement nº 4 to *Terra Nova*, **5**, p. 22.

Schmidt, K., Koschinsky, A., Garbe-Schoenberg, D., de Carvalho, L. M. & Seifert, R. (2007) – Geochemistry of hydrothermal fluids from the ultramafic-hosted Logatchev hydro-thermal field, 15°N on the Mid-Atlantic Ridge: temporal and spatial investigation. *Chemical Geology*, **242**, 1–21.

Schneider, A. (1947) - Prospeção mineira. Zonas geotectónicas na metalogénese ibérica. I Parte: Introdução. *Tecnica*, **171**, 199–218.

Schwarzenbach, E., Früh-Green, G. L., Bernasconi, S. M., Alt, J. C., Shanks, W. C., Gaggero, L. & Crispini, L. (2012) – Sulfur geochemistry of peridotite-hosted hydrothermal systems: comparing the Ligurian ophiolites with oceanic serpentinites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **91**, 283–305.

Seyfried, W.E., Pester, N. & Fu, A. (2010) – Phase equilibria controls on the chemistry of vent fluids from hydrothermal systems on slow spreading ridges: reactivity of plagioclase and olivine solid solutions and the pH silica connection. *In*: Rona, P.A., Devey, C.W., Dymont, J., Murton, B.J. (Eds.). *Diversity of hydrothermal systems on slow spreading ocean ridges*. Geophysical Monograph. American Geophysical Union, Washington DC.

Seyfried Jr., W. E., Foustoukos, D. I. & Allen, D. E. (2004) – Ultramafic-hosted hydrothermal systems at mid-ocean ridges; chemical and physical controls on pH, redox carbon reduction reactions. *In*: German, C. R., Lin, J. & Parson, L. M. (Eds.). *Mid-ocean ridges; hydrothermal interactions between the lithosphere and oceans*. Geophysical Monograph, 148. American Geophysical Union, Washington DC, 267–284.

Shteynberg, D. S. & Chashchukhin, I. S. (1972) – Behavior of trivalent iron in serpentinization. *Int. Geol. Rev.*, **14**, 495-504.

Silva, P. G., Roquero, E., López-Recio, M., Huerta, P. & Martínez-Graña, A. M. (2017) –

Chronology of fluvial terrace sequences for large Atlantic rivers in the Iberian Peninsula (Upper Tagus and Duero drainage basins, Central Spain). *Quaternary Science Reviews*, **166**, 188-203. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.05.027>

Smith, D. K., Cann, J. R. & Escartin, J. (2006) – Widespread active detachment faulting and core complex formation near 13°N on the Mid Atlantic Ridge. *Nature*, **442**, 440–443.

Spandler, C., Hermann, J., Faure, K., Mavrogenes, J. A. & Arculus, R. J. (2008) – The importance of talc and chlorite ‘hybrid’ rocks for volatile recycling through subduction zones; evidence from the high-pressure subduction melange of New Caledonia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **155**, 181–198.

Spray, J. G. (1989) - Upper mantle segregation processes: evidence from alpine type peridotites. In: Saunders, A. D. & Norry, M. J. (Eds.). *Magmatism in the Ocean Basins*. Geol. Soc. Spec. Publ., nº 42, London, 29-40.

Tatsumi, Y., Hamilton, D. L. & Nesbitt, R. W. (1986) - Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: evidence from high-pressure experiments and natural rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **29**, 293–309.

Teixeira, R. J. S., Neiva, A. M. R. & Gomes, M. E. P. (2012) - Chromian spinels and magnetite of serpentinites, steatitic rocks, tremolite asbestos and chloritites from Bragança massif, northeastern Portugal. *Periodico Di Mineralogia*, **81**(2), 237–256. <https://doi.org/10.2451/2012PM00014>.

Tertsch, R. (1922) – Studien am Westrande des Dunkelsteiner Granulitmassives. Tschermaks *Mineral. Petrog. Mitt.*, **35**, 177-214.

Thayer, T. P. (1966) – Serpentinization considered as a constant-volume metasomatic process. *Amer. Mineral.*, **51**, 685-710.

Toft, P. B., Arkani-Hamed, J. & Haggerty, S. E. (1990) - The effects of serpentinization on density and magnetic susceptibility: a petrophysical model. *Phys. Earth Planet. Int.*, **65**, 137–157.

Tröger, W. E. (1969) – Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil **2**, E. Schweizerbart, Stuttgart.

- Tucholke, B. E. & Lin, J. (1994) – A geological model for the structure of ridge segments in slow spreading ocean crust. *Journal of Geophysical Research*, **99**, 11,937–11,958.
- Van Carlsteren, P. W. C., Boelrijk, N. A. I. M., Hebeda, E. H., Priem, H. N. A., Den Tex, E. & Verschure, R.H. (1979) - Isotopic dating of older elements (including the Cabo Ortegal mafic-ultramafic complex) in Hercynian Orogen of NW Spain: Manifestations of a presumed Early Palaeozoic mantle-plume. *Chem. Geol.*, **24**, 35-56.
- Vétil, L-Y., Lorand, J.-P. & Fabriés, J. (1988) - Conditions de mise en place des filons de pyroxénites à amphibole du massif ultramafique de Lherz (Ariège, France). *C. R. Acad. Sci. Paris, Série II*, **307**, 587-593.
- Whittaker, E. J. W. & Wicks, F. J. (1970) – Chemical differences among the serpentine "polymorphs": a discussion. *Amer. Mineral.*, **55**, 1025- 1047.
- Whittaker, E. J. W. & Zussman, J. (1956) – The characterization of serpentine minerals by X-ray diffraction. *Mineral. Mag.*, **31**, 107-126.
- Wicks, F. J. (1969) – *X-ray and Optical Studies on Serpentine Minerals*. D. Phil. thesis, Oxford Univ..
- Wicks, F. J. & O'Hanley, D. (1988) - Serpentine minerals: structure and petrology. *In*: Bailey, S.W. (Ed.), *Hydrous phyllosilicates. Reviews in Mineralogy*. Mineralogical Society of America, Washington DC, 91–167.
- Wicks, F. J. & Plant, A. G. (1972) – Some electron microprobe observations on serpentine minerals. *Can. Mineral.*, **11**, 581-582 (Abstr.).
- Wicks, F. J. & Whittaker, E. J. W. (1975) - A reappraisal of the structures of the serpentine minerals. *Can. Mineral.*, **13**, 227-243.
- Wicks, F. J. & Whittaker, E. J. W. (1977) - Serpentine texture and serpentinisation. *Canadian Mineralogist*, **15**, 459–488.
- Wicks, F. J., Whittaker, E. J. W. & Zussman, J. (1977) - An idealized model for serpentine textures after olivine. *Canadian Mineralogist*, **15**, 446–458.
- Winchell, A. N. & Winchell, H. (1959) – *Elements of Optical Mineralogy*. Part II, 4th ed. John Wiley & Sons, N.Y..

Yada, K. (1967) – Study of chrysotile asbestos by a high resolution electron microscope. *Acta Crystallographica*, **23**, 704-707.

Yada, K. & Iishi, K. (1977) - Growth and microstructure of synthetic chrysotile. *American Mineralogist*, **62**(9–10), 958–965.

Zhu, R. Z., Ni, P., Ding, J. Y., Wang, D. Z., Ju, Y., Kang, N. & Wang, G. G. (2017) - Petrography, chemical composition, and Raman spectra of chrome spinel: Constraints on the diamond potential of the No. 30 pipe kimberlite in Wafangdian, North China Craton. *Ore Geology Reviews*, **91**, 896–905.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.08.015>

9.2. REFERÊNCIAS WEBGRÁFICAS

Electropaedia (Woodbank Communications Ltd 2005):
<https://www.mpoweruk.com/figs/Michelson-Interferometer.htm> (consultado em 30/06/2019, 05/07/2019).